This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

A propos de ce livre

Ceci est une copie numérique d'un ouvrage conservé depuis des générations dans les rayonnages d'une bibliothèque avant d'être numérisé avec précaution par Google dans le cadre d'un projet visant à permettre aux internautes de découvrir l'ensemble du patrimoine littéraire mondial en ligne.

Ce livre étant relativement ancien, il n'est plus protégé par la loi sur les droits d'auteur et appartient à présent au domaine public. L'expression "appartenir au domaine public" signifie que le livre en question n'a jamais été soumis aux droits d'auteur ou que ses droits légaux sont arrivés à expiration. Les conditions requises pour qu'un livre tombe dans le domaine public peuvent varier d'un pays à l'autre. Les livres libres de droit sont autant de liens avec le passé. Ils sont les témoins de la richesse de notre histoire, de notre patrimoine culturel et de la connaissance humaine et sont trop souvent difficilement accessibles au public.

Les notes de bas de page et autres annotations en marge du texte présentes dans le volume original sont reprises dans ce fichier, comme un souvenir du long chemin parcouru par l'ouvrage depuis la maison d'édition en passant par la bibliothèque pour finalement se retrouver entre vos mains.

Consignes d'utilisation

Google est fier de travailler en partenariat avec des bibliothèques à la numérisation des ouvrages appartenant au domaine public et de les rendre ainsi accessibles à tous. Ces livres sont en effet la propriété de tous et de toutes et nous sommes tout simplement les gardiens de ce patrimoine. Il s'agit toutefois d'un projet coûteux. Par conséquent et en vue de poursuivre la diffusion de ces ressources inépuisables, nous avons pris les dispositions nécessaires afin de prévenir les éventuels abus auxquels pourraient se livrer des sites marchands tiers, notamment en instaurant des contraintes techniques relatives aux requêtes automatisées.

Nous vous demandons également de:

+ *Ne pas utiliser les fichiers à des fins commerciales* Nous avons conçu le programme Google Recherche de Livres à l'usage des particuliers. Nous vous demandons donc d'utiliser uniquement ces fichiers à des fins personnelles. Ils ne sauraient en effet être employés dans un quelconque but commercial.

+ *Ne pas procéder à des requêtes automatisées* N'envoyez aucune requête automatisée quelle qu'elle soit au système Google. Si vous effectuez des recherches concernant les logiciels de traduction, la reconnaissance optique de caractères ou tout autre domaine nécessitant de disposer d'importantes quantités de texte, n'hésitez pas à nous contacter. Nous encourageons pour la réalisation de ce type de travaux l'utilisation des ouvrages et documents appartenant au domaine public et serions heureux de vous être utile.

+ *Ne pas supprimer l'attribution* Le filigrane Google contenu dans chaque fichier est indispensable pour informer les internautes de notre projet et leur permettre d'accéder à davantage de documents par l'intermédiaire du Programme Google Recherche de Livres. Ne le supprimez en aucun cas.

+ *Rester dans la légalité* Quelle que soit l'utilisation que vous comptez faire des fichiers, n'oubliez pas qu'il est de votre responsabilité de veiller à respecter la loi. Si un ouvrage appartient au domaine public américain, n'en déduisez pas pour autant qu'il en va de même dans les autres pays. La durée légale des droits d'auteur d'un livre varie d'un pays à l'autre. Nous ne sommes donc pas en mesure de répertorier les ouvrages dont l'utilisation est autorisée et ceux dont elle ne l'est pas. Ne croyez pas que le simple fait d'afficher un livre sur Google Recherche de Livres signifie que celui-ci peut être utilisé de quelque façon que ce soit dans le monde entier. La condamnation à laquelle vous vous exposeriez en cas de violation des droits d'auteur peut être sévère.

À propos du service Google Recherche de Livres

En favorisant la recherche et l'accès à un nombre croissant de livres disponibles dans de nombreuses langues, dont le français, Google souhaite contribuer à promouvoir la diversité culturelle grâce à Google Recherche de Livres. En effet, le Programme Google Recherche de Livres permet aux internautes de découvrir le patrimoine littéraire mondial, tout en aidant les auteurs et les éditeurs à élargir leur public. Vous pouvez effectuer des recherches en ligne dans le texte intégral de cet ouvrage à l'adresse `http://books.google.com`

Duparc, Louis, 1866-1932.
Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc.

BRANNER
GEOLOGICAL LIBRARY

STANFORD UNIVERSITY LIBRARIES

MÉMOIRES
DE LA
SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE DE GENÈVE
TOME XXXIII. N° 1.

RECHERCHES
GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES
SUR LE
MASSIF DU MONT-BLANC

PAR

Louis DUPARC
professeur de Minéralogie et Géologie à l'Université de Genève
Collaborateur aux services de la Carte géologique de France.

ET

Ludovic MRAZEC
professeur de Minéralogie à l'Université de Bucarest

16 PLANCHES EN ZINCOGRAPHIE — 4 PLANCHES EN PHOTOTYPIE
1 PLANCHE DE PROFIL EN COULEUR

GENÈVE
GEORG & Cie
BALE et LYON même maison.

PARIS
G. FISCHBACHER
33, rue de Seine.

1898

GENÈVE

IMPRIMERIE REY & MALAVALLON

PÉLISSERIE, 18

552
D931
f

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES

SUR LE

MASSIF DU MONT-BLANC

PAR

Louis DUPARC
professeur de Minéralogie et Géologie à l'Université de Genève

ET

Ludovic MRAZEC
professeur de Minéralogie à l'Université de Bucarest.

INTRODUCTION

Le travail que nous présentons au public scientifique est le résultat des recherches que nous poursuivons collectivement depuis sept années sur le Massif du Mont-Blanc. Nous avons, il est vrai, communiqué au fur et à mesure nos résultats nouveaux en plusieurs notes, publiées en partie dans les *Archives* de Genève, en partie dans d'autres revues scientifiques; mais nous avons pensé que le moment était venu de réunir en un seul faisceau ces divers mémoires et d'exposer dans un travail d'ensemble ce qui nous a paru se dégager de nos recherches. Cette monographie en effet n'a point été entreprise dans le but exclusif de faire connaître par le menu, les particularités géologiques d'un massif impor-

tant il est vrai, mais dont la structure ainsi que la nature lithologique sont déjà connues dans leurs grandes lignes.

Notre objectif a été bien plus d'apporter un nouveau contingent de faits pour la discussion si intéressante de la structure des roches granitoïdes, ainsi que des phénomènes d'injection et de métamorphisme qu'elles développent dans leur voisinage plus ou moins immédiat. Quiconque en effet a lu avec un peu d'attention les travaux des pétrographes qui se sont occupés de ces différentes questions, a été frappé des divergences considérables qui existent entre eux. Faut-il les expliquer par une manière différente d'interpréter un seul et même fait ? Cela est peu probable et il nous paraît au contraire que dans bien des cas elles proviennent de la variété d'allure que peut revêtir un seul et même phénomène, comme aussi bien souvent de l'étude incomplète qu'on en a faite. Faut-il nier les phénomènes d'injection des roches granitiques dans les roches cristallines ou sédimentaires qui forment leur couverture, parce que dans telle ou telle localité ils sont peu manifestes ou fort réduits; ou encore procéder de même à l'égard des phénomènes dynamiques et de leur action particulière sur les roches éruptives ? Nous ne le croyons pas et comme souvent les deux phénomènes se superposent, c'est alors précisément qu'il faut tâcher de faire la part qui revient à chacun d'eux.

Le Massif du Mont-Blanc nous a paru se prêter admirablement à une étude de ce genre. Nous n'avons en conséquence épargné aucune recherche sur le terrain comme aussi dans le laboratoire. Il peut paraître fastidieux et inutile de multiplier par exemple les diagnoses et les analyses des échantillons d'une roche qui semble analogue sur tous les points d'un massif, mais en le négligeant on commettrait souvent une grosse erreur. Il faut en réalité se défier de cette apparente homogénéité, car si, par exemple, la dénomination de protogine peut convenir à la roche éruptive qui forme l'amigdale centrale du Mont-Blanc, les différences plus réelles qu'apparentes que celle-ci peut parfois présenter en divers endroits sont souvent assez grandes pour créer de sérieuses difficultés dans leur interprétation.

Nous avons beaucoup insisté dans ce travail sur le côté chimique de la question et nous avons fait un grand nombre d'analyses des divers types de roches cristallines et éruptives. L'analyse chimique en effet est un puissant auxillaire du microscope, elle complète ce qu'il a d'insuffisant dans le champ nécessairement borné de l'objectif, puis elle permet de se faire une opinion sur la composition du magma d'où est issue telle ou telle roche éruptive, ainsi que sur les quantités respectives des divers minéraux constitutifs. Souvent aussi, mieux que le microscope, elle permet de suivre pas à pas un phénomène dans son évolution.

Nous n'insisterons pas dans ce travail sur la partie qui concerne la topographie et les glaciers du Mont-Blanc; nous serons aussi très brefs sur la question des terrains sédimentaires qui ont été tant de fois déjà décrits par divers auteurs ; nous porterons plus spécialement nos soins sur les chapitres qui concernent les roches cristallines et éruptives, ainsi que la tectonique du Massif. En terminant cette introduction, nous tenons à remercier toutes les personnes qui nous ont fourni des renseignements comme aussi du matériel d'étude; tout spécialement M. M.-J. Vallot à qui nous devons bon nombre d'échantillons des hautes régions du Massif, récoltés avec beaucoup de soin et de méthode; M. le Dr Pearce, assistant au laboratoire de Minéralogie de l'Université, avec lequel nous avons fait en collaboration la région des porphyres du Val Ferret; enfin MM. Ritter et Lugeon qui nous ont fourni de nombreux renseignements sur le Mont-Joly, le col du Bonhomme et le Prarion.

Genève, avril 1897.

Liste Bibliographique.

1. H.-B. de Saussure. Voyage dans les Alpes, Neuchâtel, 1779-1796.
2. Berthoud. Description méthodique d'une suite de fossiles du Mont-Blanc et montagnes avoisinantes, faite par le citoyen Berthoud, sous les yeux de Werner, professeur de minéralogie à Freyberg. *Journal des Mines*, Germinal, an 3, t. III. 7. X.
3. Dolomieu. Rapport fait à l'Institut national sur ses voyages de l'an VI. *Journal des Mines*, t. VIII. 1798.
4. Jurine. Lettre à M. Gillet-Laumont. *Journal des Mines*, XIX, p. 367. 1806.
5. C. Gimbernat. Planos geognosticos que demestruam la estructura de los Alpes la Siuza. 1806.
6. Brochant de Villers. Considérations sur la place que doivent occuper les roches granitoïdes du Mont-Blanc et d'autres cimes centrales des Alpes, dans l'ordre d'antériorité des terrains primitifs. *Annales des Mines*, t. IV, 1819.
7. Necker. Mémoire sur la Vallée de Valorsine. *Mém. Soc. phys. et hist. nat. de Genève*, IV, 209, 1828.
8. De Luc. Mémoire sur les blocs de granites épars dans les vallées qui entourent la chaîne du Mont-Blanc, et en particulier dans la vallée de Chamonix. *Bulletin de la Société géologique de France*, 1re série, t. X, 1839.
9. J. Forbes. Travels through the Alps of Savoy and other parts of the Pennin chain and Topog. Sketch, III. 1843.
10. Delesse. Sur la protogine des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2me série, t. VI, p. 230, 1844.
11. B. Studer. Geologie der Schweiz, 1851.
12. Ad. Schlagintweit. Uber den geologischen Bau der Alpen. *Société scient. de Berlin*, 1852.
13. D. Sharpe. On the structure of Mont-Blanc and its environ. *Quart Journ. of the geol. Soc. of London*, 1854, XI.
14. Roscoe et Schönfeld. Der Protogin vom Mont-Blanc. *Ann. der Chemie und Pharmacie*, XCI, 1854.
15. J. Forbes. Sur les relations géologiques des roches secondaires et des roches primaires de la chaîne du Mont-Blanc. *Arch. des sciences phys. et nat.*, 1856, XXXI.
16. G. de Mortillet. Géologie et minéralogie de la Savoie.

17. W. Huber. Le massif du Mont-Blanc. *Bulletin de la Soc. géol. de France*, 5me série, t. XXII, 1866.

18. A. Favre. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc, 1867, II et III.

19. Ebray. Assimilation de la protogine des Alpes au porphyre granitoïde du Beaujolais. *Bul. de la Soc. géol. de France*, 2me série, XXVI, p. 944, 1869.

20. B. Gastaldi. Studii geologici sulle Alpi occidentali. *Mem. Com. geolog. d'Italia*, t. I, 1871.

21. H. Gerlach. Das sudwestliche Wallis. *Matér. de la carte géolog suisse*, 1871.

22. B. Gastaldi. Studii geologici sulle Alpi occidentali. *Mem per serv. alla descriz della carta geol. d'Italia*, II, 1874.

23. C. Lory. Sur la structure de la Vallée de Chamonix. *Bulletin de la Soc. géol. de France*, 3me série, t. III, p. 783, 1875.

24. G. Spezia. Sul berillo del protogine del Monte-Bianco. *Atti Acad. sc. Torino*, XI, 1875.

25. Viollet-le-Duc. Le massif du Mont-Blanc, avec carte, 1876.

26. C. Lory. Profils géologiques de quelques massifs primitifs des Alpes *Compt. rend. de l'Acad. des sciences*, LXXXVI, 1877.

27. E. Pozzi. Sopra alcune varietà di protogino del Monte-Bianco. *Atti. Acad. sc. Torino*, 1879.

28. A. Brun. Mineralogische Notizen. *Zeitschrift für Kristallographie*, VII, 1882.

29. Descloiseaux. Cristaux de béryl de la Mer de Glace. *Bull. de la Soc. minér. de France*, t. IV, p. 94, 1881, et t. V, page 142, 1882.

30. D. Zaccagna. Nota sulla geologia delle Alpi occidentali. *Bolletino del R. Comitato geologico Italia*, t. VIII, 1887.

31. C. Lory. Etude sur la constitution et la structure des massifs cristallins des Alpes occidentales, *Mém. du Congrès géologique intern. à Londres*, 1889.

32. Y. Revil. La géologie des Alpes occidentales, d'après un mémoire de M. Zaccagna. *Bull. de la Soc. d'hist. nat. de Savoie*, II, 1889, p. 158.

33. Graeff. Studien am Mont-Blancmassiv. *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft*, 1890, et roches porphyriques du Mont-Blanc, *73me session de la Soc. helv. des sc. nat., à Davos*, 1890.

34. Michel Lévy. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc. *Bull. du serv. de la carte géol. de France*, 1890.

35. C. Diener. Der Gebirgsbau der Westalpen, Vienne, 1891.

36. L. Duparc et L. Mrazec. Recherches sur les roches étrangères enfermées dans la protogine erratique du Mont-Blanc. *Archives des scienc. phys. et nat.*, XXV, 1891.

37. A. Michel-Lévy. Note sur la prolongation vers le sud de la chaîne des Aiguilles Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion. *Bulletin des serv. de la carte géolog. de France*, n° 27, 1892.

38. A. Brun. Microcline de la protogine du Mont-Blanc. *Archives des sc. phys. et nat.* XXVII, 1892.

39. L. Duparc et L. Mrazec. Recherches sur la protogine du Mont-Blanc et sur quelques granulites filoniennes qui la traversent. *Arch. des sc. phys. et nat.*, XXVII, 1892.

40. J. Revil. Histoire de la géologie des Alpes de Savoie, 1779-1801. Discours de réception à l'Acad. de Savoie, 31 mars 1892.

41. Tr. Graeff. Geologische und petrographische Studien in der Mont-Blanc Grouppe. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg*, Band IX.

42. J.-B. Greppin. Fossiles bajociens dans les mines de pyrites ferrugineuses du Val Ferret. *Verhandlung der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft*, Basel 1875-76.

44. L. Mrazec. La protogine du Mont-Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. *Thèse*, Genève 1892.

45. L. Duparc et L. Mrazec. La structure du Mont-Blanc. *Archives*, t. XXXIX, 1893.

46. Dr Martino Baretti. Geologia della provinzia di Torino. Francesco Casanova, editore, 1893.

47. L. Duparc et E. Ritter. Les massifs cristallins de Beaufort et de Cevins. *Archives*, t. XXX, 1893.

48. L. Duparc et E. Ritter. Les formations du carbonifère et les quartzites du trias dans la région N.-W. de la première zone alpine. *Mémoires de la Société de Physique*, t. XXXII, 1894.

49. H. Schardt. Observations géologiques au Mont-Catogne et au Mont-Chemin. *Acta de la Société helvétique des Sciences naturelles*, 1893. *Archives*, 1893.

50. L. Duparc et L. Mrazec. Le massif de Trient. *Archives*, t. XXXII, 1894, p. 357.

51. L. Duparc et L. Mrazec. Communication préliminaire sur la constitution pétrographique de la partie centrale du Mont-Blanc. *Archives*, 1894, XXXII, p. 357.

52. M. Bertrand. Etude dans les Alpes françaises. Structure en éventail, massifs amigdaloïdes et métamorphisme. *Bulletin de la Société géologique de France*. 3me série, t. XXII, p. 119, 1894.

53. L. Duparc et L. Mrazec. Le Mont Chétif et la Montagne de la Saxe. *Archives*, t. XXXII, 1894, p. 545.

54. L. Duparc et L. Mrazec. Recherches nouvelles sur le versant italien du Mont-Blanc. *Archives*, t. XXXII, 1894, p. 546.

55. L. Duparc et J. Vallot. Sur la nature pétrographique du sommet du Mont-Blanc. *C. R. Ac. des Sciences*, CXIX, 1894.

56. E. Haug. Les zones tectoniques des Alpes de la Suisse et de Savoie. *C. R. Paris*.

57. L. Duparc et L. Mrazec. Excursion dans le massif du Mont-Blanc. Brochure, 1894. Congrès géologique international.

58. H. Schardt. Excursion géologique au travers des Alpes occidentales suisses. *Livret-guide*. Congrès géologique international, 1894.

59. E. Ritter. Note sur la terminaison de la chaîne du Mont-Blanc au sud et de la chaîne de Belledonne au Nord. *Bulletin des services de la carte géolog. de France*, 1895.

60. L. Duparc et L. Mrazec. Nouvelles recherches sur le massif du Mont-Blanc. *Archives*, 1895, t. XXXIV, p. 312, 1895.

61. L. Duparc et E. Ritter. Les éclogites et les amphibolites du massif du Grand-Mont. *Archives*, t. XXXI, 1894.

62. L. Duparc et F. Pearce. Sur les microgranulites du Val Ferret. *C. R. de l'Acad. des Sciences.* 19 octobre 1896.

63. L. Duparc et J. Vallot. Sur un synclinal ancien schisteux, formant le cœur du massif du Mont-Blanc. *C. R. de l'Acad. des Sciences.* Mars 1896.

64. J. Révil. Note sur le vallon de Roselend et le col de Bonhomme. *Bulletin des services de la carte géolog. de France*, n° 53, 1896.

65. M. Bertrand. La Tarentaise au Nord de l'Isère. *Bulletin des services de la carte géolog. de France*, n° 53.

66. L. Duparc. Le Mont-Blanc au point de vue géologique et pétrographique. *Archives*, 1896.

67. L. Duparc et F. Pearce. Sur les microgranulites du Val Ferret. *C. R. de l'Acad. des Sciences*, 19 octobre 1896.

68. L. Duparc et J. Vallot. Note sur la constitution pétrographique des régions centrales du massif du Mont-Blanc. *Mémoires de l'Observatoire du Mont-Blanc.* 1897.

69. P. Termier. Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basiques de Pelvoux. *C. R. Acad. des Sciences*, 22 mars 1897.

70. E. Ritter. La bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc. *Bulletin des services de la carte géolog. de France*, 1897.

71. P. Termier. Sur la tectonique du massif du Pelvoux. *Bulletin de la Société géologique de France*, t. XXIV, 1896.

72. P. Termier. Sur le granit du Pelvoux. *C. R* 8 Février 1897.

73. L. Duparc et F. Pearce. Les porphyres quartzifères du Val Ferret. *Archives*, 4me période. t. IV, 1897.

74. J. Vallot. Sur les plis parallèles qui forment le massif du Mont-Blanc. *C. R. de l'Acad. des Sciences.* 3 mai 1897.

75. L. Duparc et L. Mrazec. Carte manuscrite du Mont-Blanc $^1/_{50000}$. Congrès géologique de Pétersbourg, 1897.

76. L. Duparc et F. Pearce. Sur le Poudingue de l'Amone dans le Val Ferret suisse. *C. R. de l'Acad. des Sciences*, Février 1898.

77. F. Pearce. Recherches sur le versant Sud-Est du massif du Mont-Blanc. *Thèse*, Genève, 1898.

DIVISION DU TRAVAIL

La *première partie* de ce travail comprend un exposé succinct de la topographie du Massif du Mont-Blanc et de la position qu'il occupe dans l'ensemble des chaînes alpines.

La *seconde partie* traite des roches éruptives et des relations qui existent entre elles. Elle comprend aussi la monographie des divers types étudiés.

La *troisième partie* est consacrée à la description des roches cristallines acides et basiques, qui, dans le Mont-Blanc, accompagnent les roches éruptives.

La *quatrième partie* résume les caractères essentiels des roches précédemment décrites. Elle renferme principalement la description et la théorie des phénomènes métamorphiques exercés par la protogine dans les roches cristallines qu'elle touche ou qu'elle traverse.

La *cinquième partie* traite des roches sédimentaires.

La *sixième partie* enfin est dévolue à la tectonique du Massif du Mont-Blanc.

FIG. 1.

Les Grandes Jorasses vues de la Pierre à Béranger. (Arête orographique dominant le versant italien, vue depuis la dépression centrale.)

Cliché de MM. Jullien.

FIG. 2.

Les Grandes Aiguilles vues du Brévent. (Seconde arête orographique dominant la vallée de Chamounix.)

Cliché de J. Vallot, N° 16.

PREMIÈRE PARTIE

TOPOGRAPHIE

CHAPITRE I

Topographie du Massif du Mont-Blanc.

§ 1. Position du Mont-Blanc dans les chaînes alpines et coup d'œil sur la topographie. — § 2. Forme des sommets et des cols. — § 3. Coupures transversales et glaciers.

§ 1. *Position du Mont-Blanc dans les chaînes alpines.*

Le Massif du Mont-Blanc appartient aux chaînes alpines dites occidentales, qui, partant du golfe de Gênes, décrivent un arc dont la concavité fait face à la plaine du Pô.

Lory [1], et plus tard M. C. Diener [2], ont donné les premiers fils conducteurs qui permettent d'établir dans l'ensemble de ces chaînes une subdivision sinon rationelle, toutefois plus ou moins pratique. Ils se sont basés pour celà sur les notions combinées de la tectonique et des faciès.

[1] C. Lory. Liste Nos 26 et 31.
[2] C. Diener. Liste No 35.

Une coupe transversale de l'arc alpin dirigée de la partie convexe vers la concave nous montre d'après eux les différentes zones suivantes :

1. *La zone dite des Hautes-Alpes calcaires*, la plus extérieure, formée par un cordon de plis calcaires dans lesquels les terrains crétacés et tertiaires jouent le rôle principal.

2. *La zone cristalline externe*, appelée aussi première zone alpine ou encore zone du Mont-Blanc. Celle-ci comprend une série de massifs cristallins avec roches éruptives massives anciennes, flanqués sur leurs deux versants de terrains sédimentaires.

3. *La zone dite du Briançonnais*, qui dans son ensemble comprend une série de terrains sédimentaires plus ou moins dynamo-métamorphoses, qui s'échelonnent en majeure partie du carbonifère au jurassique supérieur inclusivement : mais qui contient aussi des termes plus jeunes.

4. *La zone du Mont-Blanc*, formée de roches cristallines anciennes principalement de gneiss et de micaschistes, avec roches éruptives acides et basiques.

5. *La zone des Amphibolites d'Ivrea*, faisant face à la plaine du Pô et constituée par un complexe de roches amphiboliques, en majorité éruptives.

Dans la première zone alpine on peut distinguer deux arcs cristallins concentriques, séparés par une bande sédimentaire. L'extérieur est presque continu. Dans la région de Barcelonnette au Sud et sous la Dent de Morcles beaucoup plus au Nord seulement, il est recouvert par les terrains sédimentaires. Cet arc extérieur forme tantôt une chaîne cristalline unique, tantôt une série d'anticlinaux et de synclinaux successifs. Les terrains mézozoïques sont alors pincés dans ces derniers (trias lias).

L'arc interne par contre est formé par une série de massifs cristallins isolés affectant la disposition dite amygdaloïde, qui affleurent en boutonnière au milieu des terrains sédimentaires. Le Massif du Mont-Blanc qui appartient à cet arc interne présente au plus haut degré cette structure.

Il est situé à la latitude moyenne de 45°50′ et à la longitude de 40°30′ de Paris. Il forme une ellipse allongée, dont le grand axe dirigé sensiblement NE SO mesure 50 kilomètres environ, tandis que le petit axe est de 15 kilomètres seulement. La vallée de Chamonix et son prolongement par le col de Voza le séparent au NO de la chaîne cristalline des Aiguilles-Rouges et du Prarion leur prolongation naturelle. Sur le versant Sud-Est, à partir du col des Fours, l'Allée-Blanche, le

Fig. 3.

Formes de sommets : Mont-Blanc et Mont-Maudit vus de la cabane du col du Géant.

Cliché de J. Vallot, N° 290.

Fig. 4.

Formes de sommets : Mont-Blanc et Mont-Blanc du Tacul, avec la cascade du Glacier du Géant vus du Glacier des Périades.

Cliché de J. Vallot, N° 638.

Val Veni, et le Val Ferret italien le séparent du Mont-Chétif, de la Montagne de la Saxe, et des montagnes qui, sur la rive droite de la Doire, appartiennent à la zone du Briançonnais. A partir du col Ferret jusqu'à Orsières, le Val Ferret suisse limite à l'Est le massif, dont l'extrémité vient se terminer dans la vallée du Rhône.

Un trait saillant de l'orographie du Mont-Blanc consiste dans le fait que le point culminant n'est point central, mais au contraire rejeté au Sud-Ouest. Les hauteurs voisines du sommet s'abaissent rapidement vers le Sud et l'Ouest, et l'extrémité occidentale du massif plonge brusquement sous les terrains sédimentaires. Ainsi du Sommet (4810 mètres), au col du Bonhomme (2340 mètres) la pente moyenne est de 8 à 9 degrés, tandis que dans la direction du Nord-Est en suivant le grand axe de l'ellipse, elle est beaucoup plus faible.

Du point culminant, il est aisé de voir que l'arête orographique principale ne coïncide pas avec le grand axe de l'ellipse, mais qu'elle est rejetée du côté du versant italien de la montagne. Cette arête comprend les sommets suivants : Le Mont-Maudit (4471 mètres), l'Aiguille du Géant (4014), les Grandes Jorasses, (4205 mètres), l'Aiguille de Talèfre (3739), l'Aiguille du Triolet (3876), le Mont Dolent (3823), le Tour Noir (3836) ; elle paraît se continuer vraisemblablement par les Aiguilles Dorées (3520), la Pointe d'Orny (3273), les Ecandies (2878) et la Pointe Ronde (2856).

Jusqu'au col du Grépillon cette arête se dresse presque verticalement au dessus du Val Veni et du Val Ferret italien, elle forme les hauts sommets qui dominent la vallée ; la pente est alors extrêmement forte. Ainsi des Grandes Jorasses à la vallée de la Doire cette pente atteint 48 degrés. A partir du col du Grépillon, les sommets les plus élevés reculent vers l'intérieur du massif et la pente devient plus faible. Ainsi par exemple entre le Tour Noir et le niveau du Val Ferret au village de l'Amone, la pente n'est plus que de 31 degrés, elle diminue encore plus loin.

Une deuxième arête rocheuse partant également du sommet du Mont-Blanc, vient former sur le versant français du massif la barrière de hautes pointes qui dominent la vallée de Chamonix. Elle comprend le Mont-Blanc de Tacul (4051), l'Aiguille du Midi (3783), l'Aiguille du Plan (3673), celle de Blaitière (3520) et des Charmoz (3443). Orographiquement, elle se continue par l'Aiguille du Dru (3755), l'Aiguille Verte (4127), l'Aiguille du Chardonnet (3833) pour se raccorder par la Grande Fourche (3670) aux Aiguilles Dorées.

Ces deux arêtes circonscrivent ce que nous appelerons l' « ellipse interne » du

massif. Celle-ci est occupée par une première dépression principale qui forme les cirques des glaciers du Géant, de Léchaud et de Talèfre. Cette dépression est elle-même divisée en trois compartiments par les éperons rocheux de l'Aiguille du Tacul (3438), de l'Aiguille de Talèfre (3615) et de l'Aiguille du Moine (3413). Cette première dépression est séparée par une barrière rocheuse continue d'une seconde dépression qui forme le cirque du Glacier d'Argentières. Cette barrière comprend les sommets des Droites et des Courtes, elle domine les deux dépressions d'une altitude moyenne de mille mètres environ et divise en même temps le massif en deux moitiés, séparées par une muraille rocheuse continue qui atteint et dépasse en son milieu quatre mille mètres de hauteur.

L'impression que produit la chaîne du Mont-Blanc vue de Chamonix ou de Courmayeur, est fort différente. Tandis que dans cette dernière localité le massif se dresse presque verticalement et montre des escarpements et des parois rocheuses en partie inaccessibles ; dans la vallée de Chamonix au contraire les Grandes Aiguilles s'élèvent d'un seul jet, il est vrai, au dessus de la vallée, mais leur base se soude brusquement à un contrefort dont la pente, d'abord très faible, augmente à partir d'une certaine distance en descendant vers la vallée. C'est à la jonction de ce contrefort avec la base des Grandes Aiguilles, que se trouvent les petits glaciers des Pèlerins, de Blaitière et des Nantillons, dont l'extrémité atteint à peine le lieu où se produit le changement de pente.

§ 2. *Formes des sommets et des cols.*

La forme que présentent les sommets est fort variable selon la région que l'on considère. Elle dépend principalement de la nature pétrographique de la roche, comme aussi du mode de l'érosion. Aux alentours du point culminant, les sommets ont pour la plupart l'aspect de larges dômes surbaissés ou de crêtes, couverts tous deux d'une calotte de glace plus ou moins épaisse. A l'Ouest, et au Sud-Ouest du point culminant, les sommets sont plus ou moins arrondis ainsi que les crêtes et presque toujours couverts de neige. Ils s'élèvent relativement peu au dessus des névés, leur type, exception faite de quelques pointes comme l'Aiguille de Bionassey par exemple, est assez uniforme.

Si du sommet du Mont-Blanc nous regardons maintenant dans la direction du Nord-Est, l'aspect change absolument, et tout le massif aussi loin que s'étend la

Fig. 5.

Formes de sommets : Mont-Blanc, Dôme du Goûter, Mont-Maudit, Mont-Blanc du Tacul, Aiguille du Midi vus de l'Aiguillette (près du Brévent). Contraste entre les sommets arrondis et aciculaires.

Cliché de J. Vallot, N° 9.

Fig. 6.

Les Grandes Aiguilles de Chamounix, face méridionale vue du Couvercle.

Cliché de J Vallot, N° 313.

vue, paraît hérissé d'une multitude d'aiguilles qui parfois s'élancent dans les airs avec une hardiesse incomparable. Tantôt ces aiguilles apparaissent comme des dentelures plus ou moins exagérées d'une arête très élevée, abrupte sur deux versants (Grandes Jorasses, les Courtes, etc.) ; tantôt elles forment des pyramides accidentées, à base plus ou moins large, à sommet plus ou moins aigu. Elles sont alors séparées les unes des autres par des entailles larges et profondes, qui forment alors des cols relativement bas et généralement franchissables (Aiguille du Chardonnet, d'Argentières, etc.). Les deux types que nous venons d'indiquer n'ont d'ailleurs rien d'absolu, et passent fréquemment l'un à l'autre.

Souvent ces sommets en aiguilles sont si acérés (Aiguille des Charmoz), et aboutissant à des parois si vertigineuses, que la neige ne peut s'y maintenir. Leur allure rocheuse, ainsi que les teintes variées qu'ils prennent lorsqu'ils sont éclairés par les rayons du soleil, les font contraster singulièrement avec les pointes arrondies dont il a été question plus haut. Quelques-uns de ces sommets sont cependant couverts d'une petite calotte de glace (Aiguille Verte, Grandes Jorasses) ; tandis que d'autres de ces aiguilles excessivement aiguës produisent l'impression d'une gigantesque dalle qui pointe vers le ciel (Aiguille du Géant).

Les dentelures profondes qui forment les sommets se poursuivent jusque dans le détail ; toutes les arêtes sont hérissées d'une forêt d'aiguilles minuscules de quelques mètres à peine, toujours coupées à pic, souvent branlantes et instables. Cet aspect est unique, il communique au Massif du Mont-Blanc ce cachet distinctif et caractéristique qui le rend si cher aux alpinistes.

Par la nature même des sommets il est aisé de comprendre que les cols sont en majorité situés à une grande altitude et forment une simple échancrure dans l'arête entre deux sommets. Ils aboutissent dans ce cas fort souvent à des couloirs très rapides et glacés. D'autre fois les cols forment des dépressions plus considérables et plus étendues dans les grandes arêtes ; ils ont alors vers l'intérieur du massif une pente relativement douce, tandis qu'elle est beaucoup plus rapide vers l'extérieur (Col du Géant). Lorsque les mêmes cols sont entièrement compris dans l'intérieur du massif, les deux versants sont souvent alors peu inclinés, le névé montant de part et d'autre jusqu'à la hauteur du col (Col du Chardonnet).

§ 3. *Coupures transversales et glaciers.*

Une particularité géographique intéressante est l'existence dans l'extrémité Nord-Est de la chaîne de deux profondes coupures transversales, qui font entre elles un angle d'environ 75° et isolent ainsi la pyramide du Catogne. L'une de ces coupures, celle de Champex, part de l'altitude 1465 mètres pour descendre à celle de 603, ou elle rejoint alors la seconde, celle de Bovernier ; qui part de Sembrancher (710) et se soude à la première près de l'endroit dit « le Borgeau ».

De nombreux glaciers descendent de tous les points du massif du Mont-Blanc, leur importance est fort variable. Les uns comme celui d'Argentières ou encore la mer de Glace, appartiennent aux plus beaux types de glaciers encaissés et descendent fort bas vers les vallées ; les autres sont suspendus et perchés parfois sur des pentes fort rapides. Entre ces deux formes on trouve certains types intermédiaires, comme le glacier des Bossons par exemple. Souvent les brusques changements de pente s'accusent par de fort belles cascades de glacier, c'est le cas aux glaciers des Bossons, du Géant, de la Brenva et du Tour. La forme de ces glaciers dépend d'ailleurs absolument de la topographie dont nous venons d'esquisser les grandes lignes. Les plus majestueux glaciers encaissés s'amorcent à l'intérieur des dépressions centrales que nous avons indiquées, lesquelles forment ainsi de vastes cirques de réception. Les autres glaciers partent de l'extérieur de l'ellipse centrale dont nous avons parlé, et se rencontrent sur tout son pourtour. Ils peuvent avoir dans certains cas des névés importants. (Orny, Saleinaz, Miage).

Les coupures dans lesquelles coulent les glaciers encaissés sont parfois très profondes ; on peut s'en convaincre par l'examen des parois polies qui, au dessus de Montanvert, dominent de quelques centaines de mètres la Mer de Glace. Ces coupures sont autant de profils naturels qui permettent de se rendre compte de la structure interne du massif.

Les grands glaciers descendent généralement jusqu'au niveau des deux vallées de Chamonix et de Courmayeur ; les glaciers de Miage et de Brenva barrent même le Val Veni, le premier en donnant naissance au lac Combal, le second en produisant simplement un rétrécissement de la vallée.

FIG. 7.

Aiguille du Géant vue de la Cabane du Col du Géant.

Cliché de J. Vallot, N° 277.

FIG. 8.

L'Aiguille verte et l'Aiguille du Dru vues de l'Aiguille du Moine.

Cliché de J. Vallot, N° 318.

DEUXIÈME PARTIE

LES ROCHES ÉRUPTIVES DU MASSIF DU MONT-BLANC

CHAPITRE II

LA PROTOGINE.

§ 1. Extension et contacts de la Protogine. — § 2. Opinions diverses sur son origine. — § 3. Principaux types macroscopiques. — § 4. Forme des contacts. — § 5. Répartition des divers types dans le Massif.

§ 1. *Extension et contacts de la Protogine.*

Une grande partie du Massif du Mont-Blanc est formée par une roche d'aspect granitoïde ou gneissique, disposée en bancs plus ou moins épais. Jurine[1], il y a presque un siècle, lui a donné le nom de Protogine, nom consacré par l'usage.

Cette roche affleure en boutonnière au milieu d'un manteau de roches cristallines (micaschistes), qui est particulièrement épais dans l'extrémité occidentale et sur le flanc Nord-Ouest de la chaîne. Cette boutonnière est disposée en ellipse allongée, dont la forme générale est sensiblement celle du Massif, mais dont le grand axe est rejeté vers le Nord-Est.

Avant d'aller plus loin, il importe tout d'abord de délimiter d'une manière aussi exacte que possible les contours de cette roche. C'est ce que nous nous sommes efforcés de faire, non sans difficultés à vrai dire, car les lieux ne

[1] Jurine. Liste N° 4.

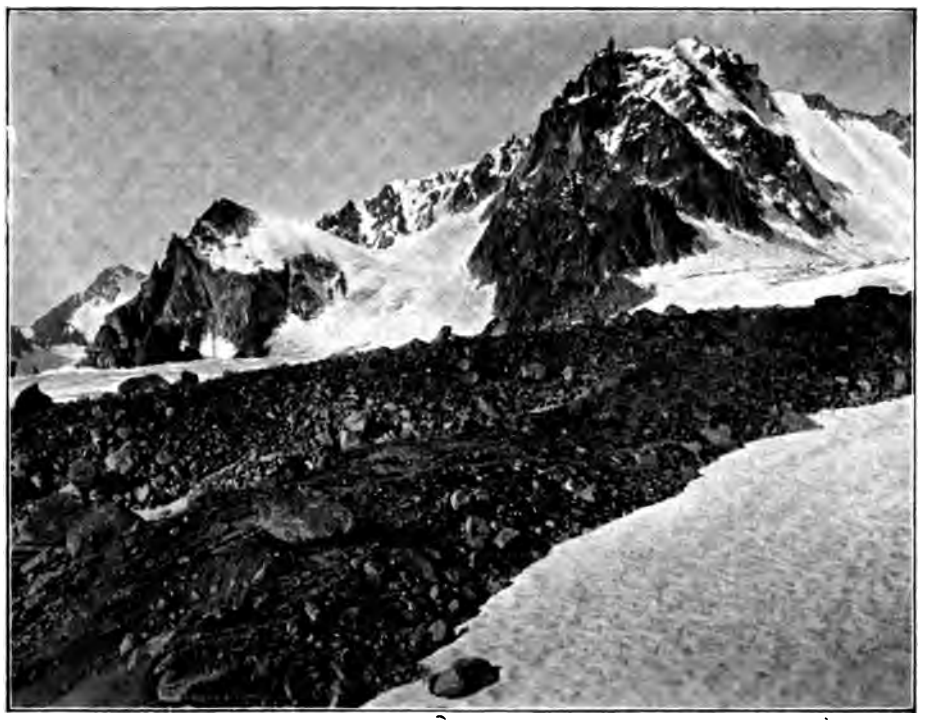
sont point toujours très accessibles, et les excursions souvent fort pénibles et toujours multiples.

Partons tout d'abord de la région des Grandes-Aiguilles, sous l'Aiguille du Midi. Le contact de la protogine avec les schistes cristallins passe par la base même de cette aiguille, il est en partie couvert par le glacier des Pèlerins. En suivant ce contact vers l'Est, on le retrouve sous la base de l'arête qui sépare le glacier des Pèlerins de celui de Blaitière. De là il suit constamment la base des Grandes-Aiguilles, remonte la crête des Charmoz, passe sous l'Aiguille de l'M. et descend à l'Angle pour réapparaître de l'autre côté de la Mer de Glace dans les parois polies de la base de l'Aiguille du Dru. Il se dirige ensuite vers le Nord, sous les glaciers du Nant-Blanc et de la Pendant, passe dans l'arête de l'Aiguille à Bochard et dans celle des Rachasses au-dessous de l'Aiguille des Grands-Montets, descend sur le glacier d'Argentières, puis se poursuit au Nord par le Col du Pesson. Plus loin le contact réapparaît entre les Aiguilles du Tour et du Pesson, on le voit encore dans la gorge de Vesvet ; puis il tourne vers le Nord-Est et on peut le suivre jusque dans le fond des gorges du Durnand. A partir de là, il disparaît sous les éboulis du flanc Est du Catogne. La protogine néanmoins se retrouve formant une bande très étroite à la traversée de la coupure de Sembrancher.

Si maintenant nous poursuivons le contact du côté du Val Ferret nous le retrouvons au Catogne sous le sommet, au point dit Plan Folliaz ; puis caché sous l'erratique, il arrive dans la coupure de Champex. Il n'apparaît qu'à l'ouverture du Val d'Arpette pour remonter sous le sommet de la Bréya. On le voit ensuite dans la Combe d'Orny, puis dans l'arête des Chevrettes au Col du Châtelet un peu sous le sommet. Dans le vallon de Saleinaz il est de nouveau caché par l'erratique, puis il passe sous le massif de Planereuse au-dessus du sommet de Treutz Bouc, de là il va par l'extrémité de l'arête des Six Niers jusqu'aux Rosettes derrière le sommet de la Maya, se continue sous le glacier du Mont Dolent, puis se retrouve enfin sur l'arête des Grépillons au premier sommet.

Dans le Val Ferret italien jusqu'à Frébouzie, les parois de protogine qui dominent la vallée sont complètement dénudées et cette roche arrive au niveau même de la Doire. De là jusqu'au chalet de Proz, les couches mézozoïques s'appuyent directement contre la roche granitique et il n'est ici plus question de contact avec le manteau cristallin. Puis dans l'arête rocheuse qui domine sur la droite le glacier de Brenva, les schistes cristallins réapparaissent alors.

Fig. 9.



Le Portalet vu de la Cabane d'Orny.

Cliché de C. Rüst.

Fig. 10.

La Pointe de Planereuse, les Darreï et la Grande Luis vus depuis le col des Plines.

Cliché de C. Rüst.

La protogine forme encore les sommets de l'Aiguille Blanche de Pétéret, des Dames Anglaises et de l'Innominata ; mais il est très difficile de jalonner exactement le contact. Il est probable que ce dernier passe entre les Dames Anglaises et la Noire de Pétéret ; en tout cas il doit se retrouver sur le versant Sud-Est du Mont-Blanc de Courmayeur un peu au-dessous du sommet. En effet l'arête du Mont-Blanc de Courmayeur est encore formée de schistes cristallins, mais il est évident par les grosses apophyses qu'on y rencontre que la protogine n'est pas loin en profondeur. La crête qui joint le Mont-Blanc de Courmayeur au Mont-Blanc est de constitution identique, comme on peut le voir à la Tourette par exemple où la roche en place est schisteuse avec grosses apophyses de protogine. Contrairement à l'opinion généralement adoptée, la protogine ne forme donc point le sommet du Mont-Blanc. On peut voir en effet que l'arête rocheuse qui, du sommet de la côte de la Tournette jusqu'à mi-distance du point culminant soutient l'arête neigeuse du Mont-Blanc, est en schistes cristallins. Vu l'état des lieux il est difficile de préciser exactement la limite du contact, mais la partie supérieure des Roches Rouges étant en protogine ainsi que les Petits Mulets inférieurs, on peut dire que de la base du Mont-Blanc de Courmayeur, sous l'arête neigeuse du Mont-Blanc, le contact passe par les Rochers Rouges et par les contreforts du Mont-Maudit et du Mont-Blanc de Tacul. Il se raccorde de là à la base de l'Aiguille du Midi, notre point de départ.

On peut voir par la description qui précède que l'ellipse décrite par les affleurements de la protogine n'est point régulière. Tandis qu'au Nord-Est elle se termine en pointe effilée, au Sud-Ouest il n'en est pas de même et la forme générale de l'affleurement se rapproche d'un ovale irrégulier dont la pointe regarde le Nord-Est.

Il importe de mentionner ici une observation qui nous servira dans la discussion de la genèse de la protogine.

Du fond du cirque du glacier de Miage italien, comme aussi du sommet du Mont-Blanc, il est aisé de voir que dans l'arête du Brouillard formée par des micaschistes, la dénudation a fait apparaître la protogine. Celle-ci se détache nettement par sa couleur claire des schistes de l'arête qui forme la rive gauche du glacier du Mont-Blanc et, dans les régions culminantes de l'arête du Brouillard on voit nettement cette protogine former un dôme supportant encore une mince croûte de schiste. Ce phénomène dont nous reproduisons un croquis très exact levé par

Ad. Tschumi montre bien que, comme nous l'avons déjà dit, la protogine dans les régions situées près du sommet, n'est pas loin de la surface.

§ 2. *Opinions des divers géologues sur la protogine.*

Avant de pousser plus loin notre étude de la protogine, il nous faut examiner les différentes opinions qui ont eu et ont encore aujourd'hui cours à son sujet.

Favre[1] en se basant sur sa disposition en bancs lités, la considérait comme réellement stratifiée et de par cela la distinguait des vrais granits. C'était pour lui un gneiss granitoïde, plus ancien que les micachistes qui l'enveloppent, qui formait le noyau d'un pli en éventail. Cette opinion fut et est encore partagée par quelques géologues suisses.

Lory[2] comme Favre rangeait la protogine parmi les roches cristallines ; pour lui elle est même plus jeune que les micachistes de son manteau. Il s'ensuit alors que le massif du Mont-Blanc forme un synclinal pincé entre deux failles, celle de Chamonix et celle de Courmayeur. Il est vrai que plus tard à la suite d'une excursion faite avec M. Michel Lévy, Lory avait reconnu la nature éruptive de la protogine.

Les géologues italiens, Zaccagna en tête, la considèrent aussi comme un faciès particulier des gneiss primitifs. Cette opinion paraît fortement enracinée chez ces derniers, car en 1893 dans sa « Géologie de la province de Turin » Baretti[3] consi-

[1] A. Favre, liste bibliographique N° 18.
[2] Lory, liste N° 23.
[3] Baretti, liste bibliographique N° 46.

FIG. 11.

Les Aiguilles Dorées et la Fenêtre de Saleinaz. (Arête transversale à sommets aigus.)

Cliché de C. Rüst.

FIG. 12.

La dépression entre l'Aiguille du Géant et le Mont-Maudit, avec le col du Géant, vus du Gros Rognon.

Cliché de J. Vallot, N° 269.

dère toujours la protogine comme un terme inférieur des roches cristallines. Il ne fait point mention des mémoires parus de 1888 à 1893 sur la protogine, sa bibliographie paraît s'arrêter à Favre.

Pour Gerlach[1], la protogine du Mont-Blanc est une roche éruptive manifestement granitique. Son apparente stratification résulte de la compression qu'elle a subi et la disposition en gerbe qu'affecte cette roche provient d'un certain écoulement dû aux efforts exercés.

M. Michel Levy[2] partage l'opinion de Gerlach sur la nature éruptive et intrusive de la protogine. Il base principalement son argumentation sur les contacts de la roche avec son manteau cristallin, comme aussi sur les phénomènes d'injection et de métamorphisme qu'elle y développe.

Nous-mêmes[3] dans nos diverses publications antérieures, sommes partis du même point de vue et avons principalement insisté sur le métamorphisme en question. Nous ajouterons que la nature éruptive de la protogine d'autres massifs (Aar-Gothard, etc.) a été admise également par plusieurs géologues, à savoir MM. K. Schmidt, Grubenmann, etc.

En résumant maintenant les différentes manières de voir exposées, on peut dire qu'à l'exception d'une partie des géologues italiens l'accord paraît s'être fait actuellement sur la question de la protogine que l'on considère généralement comme éruptive. Par contre la majorité des géologues antérieurement à 1880 environ penchait pour une nature gneissique et franchement cristalline.

§ 3. *Principaux types macroscopiques.*

Il faut reconnaître que l'examen macroscopique que l'on peut faire des différentes variétés de protogine autorise à priori les interprétations les plus variées. Rien n'est plus disparate en effet que les roches que l'on a généralement groupées sous le nom de protogine et, si l'on ne pouvait établir sur le terrain leur filiation directe, il serait souvent fort difficile d'attribuer certains faciès à une seule et même roche.

Disons cependant que si la multiplicité des variétés et leur passage graduel les unes aux autres sont grands, on peut toutefois distinguer certains types absolument

[1] Gerlach. Liste bibliographique N° 21.
[2] Michel-Levy. *Id.*, N° 34.
[3] L. Duparc et L. Mrazec. *Id.*, N° 79, 83, 85.

caractéristiques et très constants, parmi lesquels il faut citer en premier lieu le type granitique et le type gneissique, qui forment les deux extrêmes.

Le *type granitique* est représenté par une roche grenue, à grain de dimension variable, souvent plutôt fin, dont les éléments constituants sont généralement très uniformément mélangés. Le mica noir notamment en jolies lamelles, se dispose dans la masse avec une grande régularité.

La teinte de la roche est plutôt claire, très rarement l'orthose s'y développe un peu plus que les autres éléments. Les plagioclases sont parfois d'un vert très clair, et les grains de quartz légèrement violacés. Lorsque le grain de la roche s'exagère, le quartz se localise davantage et forme des amas violacés ou incolores.

Le *type gneissique* est généralement de couleur plus foncée, verdâtre, toujours plus ou moins schisteux. Il se délite aussi beaucoup plus facilement que le précédent. Les feldspaths y forment des grands cristaux blancs qui, joints à du quartz en lentilles, sont alignés parallèlement et réunis par une masse schisteuse verdâtre plus ou moins séricitique. Ce type est souvent criblé de fragments anguleux ou arrondis d'une roche grise ou verdâtre fréquemment beaucoup plus schisteuse que la roche encaissante.

On trouve toutes les formes de passage entre ces deux types. Ainsi l'exagération des cristaux feldspathiques du type gneissique transforme la roche en un véritable gneiss œillé, dont les gros feldspaths à sections carrées mesurent parfois jusqu'à cinq centimètres de longueur sur deux à trois de largeur et sont encore alignés parallèlement. La teinte de la roche devient alors plus claire, les fragments qu'elle renferme plus espacés. Puis l'orientation des feldspaths disparaît, la schistosité diminue de plus en plus, les gros glandules feldspathiques se disposent alors dans tous les sens les uns par rapport aux autres. Il se forme ainsi une roche encore granitique, mais d'un type presque porphyroïde. En même temps l'élément basique dessine dans la roche de véritables traînées analogues à celles que présentent des petites particules en suspension brassées avec un liquide visqueux. Ces grands cristaux feldspathiques finissent d'ailleurs par s'isoler dans une masse à structure granitique qui renferme des petits amas verdâtres d'un élément chlorito-micacé. C'est là d'ailleurs une variété très fréquente à laquelle nous avons donné le nom de *type Pegmatoïde*.

Ces différents faciès ne sont point distribués d'une manière capricieuse et irrégulière dans l'intérieur de l'ellipse formée par les affleurements de la protogine

dans son manteau cristallin. Le type vraiment granitique paraît localisé sur le versant Sud du Massif, dans la grande arête qui forme la ligne de faîte. A partir du col du Géant il se rencontre dans les Grandes Jorasses, les Monts Roux, le Dolent, les pointes de Planereuse, le Portalet, jusque dans les arêtes du Châtelet et de la Breya où d'ailleurs le grain de la roche peut devenir remarquablement fin.

Les variétés gneissiques par contre se trouvent dans le voisinage du contact de la protogine avec les schistes comme aussi dans les régions centrales du Massif. Elles paraissent d'ailleurs avoir joué un rôle important dans la formation de la grande dépression dont nous avons parlé. Ces types gneissiques semblent s'aligner dans la région centrale comprise entre les Grandes Aiguilles et l'arête des Grandes Jorasses sur plusieurs axes plus ou moins parallèles que l'on peut suivre ainsi : le premier va du col du Midi, par la Dent du Requin et l'Aiguille du Moine, dans l'arête des Droites. Le second part du Mont-Blanc de Tacul, passe par le Rognon, la base de l'Aiguille de Tacul, le Couvercle et le Jardin, pour se terminer également dans l'arête des Courtes. Le troisième part de la base du Mont-Maudit, comprend le Capucin, une grande partie de l'arête du Tacul et l'arête de l'Aiguille de Talèfre. L'arête Sud de la Noire paraît également être sur le prolongement de la bande gneissique que l'on voit à la Tour-Ronde et dans les rochers avoisinants, et forme ainsi un axe parallèle aux précédents.

Il est naturellement impossible vu les passages que nous avons indiqués, comme aussi les difficultés d'accès, de délimiter exactement l'étendue occupée par chaque variété. Ce que l'on peut affirmer, c'est que le long des axes indiqués, les types gneissiques sont manifestes et séparés les uns des autres par des zones qui évoluent vers le type granitique. Souvent d'ailleurs, on trouve intercalés au milieu même des zones gneissiques des bancs entiers de véritables micaschistes ; nous en reparlerons plus loin à propos des enclaves, en montrant la réelle signification de ce phénomène. Quant à la barrière rocheuse des Grandes Aiguilles de Chamonix, elle est formée par un type granitique, un peu différent il est vrai de celui du versant Sud, que l'on a généralement considéré comme le prototype de la protogine du Mont-Blanc.

En somme, dans les grandes lignes, le massif paraît formé de deux zones plus granitiques formant ligne de faîte, enfermant une région où la protogine est plus gneissique et schisteuse, région qui correspond à la dépression centrale dont nous avons parlé précédemment.

Dans la partie Nord-Est du massif, les variétés gneissiques et schisteuses se rencontrent au col du Chardonnet, ainsi qu'à la fenêtre de Saleinaz et localement au col des Plines. A partir de l'arête des Droites d'ailleurs, les Aiguilles du Chardonnet et d'Argentière, les Aiguilles Dorées, le Massif du Trient, etc. présentent toutes les variétés allant du type gneissique au type quasi-porphyroïde à grands cristaux d'Orthose ; nulle part ces variétés ne sont plus belles et mieux développées et on peut sur la seule moraine du glacier d'Orny trouver toutes les structures et les termes de passage du type franchement granitique aux véritables gneiss protoginiques.

§ 4. *Forme des contacts.*

Il nous reste maintenant à examiner la manière dont se font les contacts de la protogine avec les schistes cristallins ou les roches sédimentaires. Nous commencerons cette étude par la description du contact sous la base des Grandes Aiguilles où il est facile à étudier, en faisant la course classique de Pierre Pointue que l'on prolongera jusqu'au glacier des Pèlerins. A la naissance du Nant des Pèlerins, à l'Est de la Pierre à l'Echelle, le contact immédiat est masqué ; l'on peut toutefois affirmer que les amphibolites y accompagnent les micaschistes. L'examen des rochers polis situés au-dessous du glacier montre cependant que ce contact est filonien. Les micaschistes comme les amphibolites sont disloqués par une multitude de filons formant par leur entrecroisement un véritable réseau qui isole des lentilles et des fragments des roches cristallines précitées. Nul doute que ces filons ne partent de la protogine dont ils ne sont que des apophyses de grain et de dimension variables. La forme même de ces rochers polis permet d'examiner ce contact dans les plus petits détails, ici il n'est pas question de passage graduel à des variétés gneissiques et glandulaires.

En traversant la langue du glacier des Pèlerins, on arrive sur l'arête qui descend de l'Aiguille du Plan et qui est formée par la protogine caractéristique des Grandes Aiguilles. En suivant cette arête dans la direction du Plan de l'Aiguille, on retrouve de nouveau bientôt le même contact, qui là aussi est en partie couvert de gazon et d'éboulis. A quelques mètres de la protogine apparaissent de nouveau les micaschistes criblés des mêmes filons. Là encore la succession est brusque et le contact filonien ; celui-ci se poursuit sous la même forme jusqu'aux abords du glacier de Blaitière. De l'autre côté du glacier, au-dessus du petit lac, le contact reste le

FIG. 13.

Contact de la protogine avec les schistes cristallins sous l'Aiguille du Midi vu de la Montagne de la Côte. Les schistes sont à la base de l'Aiguille, et de couleur plus foncée.

Cliché de J. Vallot, N° 713.

FIG. 14.

Contact de la protogine avec les schistes sous les Grandes Aiguilles de Chamounix vu de l'Aiguillette. La ligne de contact coïncide avec la base même des Aiguilles ; elle est nettement marquée dans la topographie.

Cliché de J. Vallot, N° 10.

même et il est à remarquer que les amphibolites persistent également dans son voisinage immédiat.

Sous la crête des Charmoz ainsi qu'à la base de l'Aiguille de l'M. dans les parois qui dominent la Mer de Glace, le contact est encore franc et la protogine lance toujours des apophyses dans les schistes.

En descendant maintenant dans la coupure de la Mer de Glace, à l'Angle, le phénomène change, le contact précédent fait alors place à un passage graduel des schistes à la protogine par des variétés gneissiques et glanduleuses. Près de celle-ci se trouvent de nombreux bancs de leptynite. Ce passage graduel se fait d'ailleurs sur un espace relativement petit.

De l'autre côté de la Mer de Glace les moraines de ce glacier cachent le contact vers le bas, cependant on peut voir dans les parois qui dominent le glacier qu'il en est ici de même qu'à l'Angle; les variétés schisteuses et gneissiques se retrouvent également à l'Aiguille du Dru. Depuis les rochers qui supportent le glacier des Grands Montets et qui sont en protogine, on voit que le contact se poursuit comme nous l'avons dit dans l'arête de l'Aiguille à Bochard et que les rochers de protogine situés au dessus du glacier sont criblés de filons d'aplite. Il en est de même pour l'Aiguille des Grands Montets, l'arête des Rachasses, ainsi que pour les rochers qui apparaissent au-dessus du glacier d'Argentières et des Rognons. Le contact se fait ici comme à l'Angle par passage graduel ; il en est de même sur l'autre rive du glacier d'Argentière. A partir de là il est difficile de voir exactement la forme du contact, mais le type pétrographique que présente la protogine, ainsi que le développement des variétes gneissiques, permet de supposer que celui-ci reste identique.

Dans la gorge de Vesvet le contact paraît de nouveau franc et de nature filonienne, tandis que dans le vallon du Durnand il se fait comme à Argentières. En effet, en descendant le sentier qui va de Six des Orques sur la Gurra et en remontant ensuite sous le sommet de la Grande Becca, on voit la protogine passer insensiblement aux variétés gneissiques. Dans la gorge même du Durnand on trouve d'abord des bancs schisteux qui petit à petit deviennent plus gneissiques et qui passent évidemment à la protogine que l'on ne peut atteindre, mais qui occupe sans doute le fond de la gorge.

Dans le Val Ferret Suisse le contact est fort différent de ce que nous avons vu jusqu'ici, cette forme particulière se poursuit du Catogne au Col du Grépillon. La protogine touche directement un complexe de roches porphyriques acides dont nous

parlerons en détail dans la suite. Le contact avec ces roches est toujours franc, il s'accuse en général par une dépression dans les arêtes qui descendent vers la vallée. Au contact immédiat, on trouve souvent des roches schisteuses verdâtres, voire même des amphibolites ; jamais en tout cas il n'y a passage latéral de la protogine aux roches porphyriques. En revanche à une certaine distance du contact la protogine prend un grain très fin, elle est percée d'une multitude invraisemblable de filons d'aplite qui peuvent même toucher directement les porphyres ou les schistes dont nous avons parlé.

A partir du Col du Grépillon jusqu'au Mont Fréty, il n'y a pas de contact proprement dit ou du moins celui-ci est purement mécanique. Les couches sédimentaires sont alors directement plaquées contre la protogine.

Dans les régions qui avoisinent le sommet du Mont-Blanc, il est fort difficile de se rendre compte de la manière dont se fait le contact et c'est tout juste si l'on peut chercher à délimiter celui-ci avec une certaine précision. De la base de l'Aiguille du Midi, en examinant la nature des différents rochers qui affleurent au milieu du glacier, on peut se convaincre que partout la protogine émet des apophyses plus ou moins puissantes dans les schistes du voisinage. Ceux-ci forment évidemment une couverture sur le culot éruptif. Ainsi par exemple la dernière arête qui soutient la crête neigeuse du Mont-Blanc n'est certainement pas éloignée de la protogine, car elle nous montre jusqu'en son milieu des schistes percés de filons épais d'une aplite, qui est en somme une protogine à grain fin. En continuant dans la direction du Mont-Blanc de Courmayeur, le premier rocher que l'on rencontre est criblé de filons identiques ; au rocher de la Tourette il en est de même, les schistes y sont d'ailleurs accompagnés d'amphibolites. De là jusqu'à l'extrémité de l'arête du Mont-Blanc de Courmayeur nous retrouvons les phénomènes identiques. Il est évident que nous avons dans ces hautes régions une calotte schisteuse très voisine de la roche éruptive qui reste au-dessous, mais dont la proximité est attestée par les gros filons dont nous avons parlé ainsi que par les modifications manifestes subies par les schistes.

§ 5. *Répartition des divers types dans l'intérieur du Massif.*

Il nous reste maintenant à examiner comment les divers types de protogine se répartissent sur une série de profils transversaux, en développant ce que nous avons déjà indiqué plus haut à propos de l'extension des variétés gneissiques et granitiques.

Fig. 15.

Contact de la protogine avec les schistes cristallins sous l'Aiguille de l'M.
P = protogine. S = schistes cristallins. C = contact.

Fig. 16.

Contact de la protogine avec les schistes cristallins sur l'arête du Bochard.
Les schistes se détachent par leur couleur foncée.

Cliché de J. Vallot, N° 122.

Sur une première coupe allant de l'arête des Chevrettes à l'Aiguille du Tour on observe ce qui suit : Au Châtelet la protogine est granitique à grain fin. Ce faciès se continue jusqu'au Portalet avec un grain toutefois plus grossier. A partir de là, les grands cristaux d'Orthose commencent à se développer, les enclaves à devenir plus nombreuses, et aux Aiguilles Dorées on rencontre déjà localement le type à grandes plages d'Orthose auquel nous avons donné par commodité le nom de *type pegmatoïde*. Puis en s'approchant de la Fenêtre de Saleinaz les variétés montrent nettement une orientation parallèle de leurs Feldspaths, à la Fenêtre même on trouve des beaux types gneissiques criblés d'enclaves schisteuses. A la Grande Fourche par contre il y a retour vers des variétés plus ou moins pegmatoïdes qui se continuent vers le massif du Tour.

Une seconde coupe partant de la base du glacier d'Argentière pour aboutir à la région des Darrei, de Crête Sèche et de Planereuse, nous montre tout d'abord les variétés gneissiques du contact sous l'Aiguille du Chardonnet. Celle-ci est formée par une protogine où les grands cristaux ainsi que les enclaves sont fréquents et qui passe au type dit pegmatoïde. Au col du Chardonnet on trouve de belles variétés gneissiques et l'on peut vérifier contre les parois du col comme aussi sur l'arête qui mène à l'Aiguille d'Argentière, que la protogine y est criblée d'enclaves et qu'elle passe aux belles variétés à grands cristaux et à traînées d'élément noir. Le type granitique reprend à la base du Tour Noir, tandis qu'au Col d'Argentière on retrouve les variétés gneissiques. Quant aux sommets des Darréi de Planereuse et de Crête Sèche, c'est le type granitique pur que l'on y rencontre.

La même coupe légèrement déplacée vers le Sud-Ouest passe par l'Aiguille Verte, les Droites, les Monts Rouges, pour arriver au Val Ferret italien. Au bas de la Mer de Glace et de l'Aiguille du Dru les variétés gneissiques du contact établissent le passage à la protogine et, à l'Aiguille des Grands Montets comme à l'Aiguille Verte on trouve encore des types plus ou moins gneissiques avec grands cristaux.

Sur l'arête qui sépare le glacier des Grands Montets de celui du Mont-Blanc on trouve même une grosse intercalation de bancs de micaschistes et d'amphibolites, dans la protogine.

A l'Aiguille du Moine comme aux Droites, on rencontre souvent en alternance les différents types qui s'échelonnent des gneiss protoginiques aux variétés granitiques avec quelques grands cristaux.

A la Tour des Courtes, il y a retour vers un faciès franchement granitique ; puis

dans l'arête qui descend au Col des Courtes, autant qu'on en peut juger, on a de la protogine pegmatoïde suivie de gneiss au Col des Courtes même. Quant aux Monts Roux et à l'Aiguille de Triolet, ils sont d'un type granitique bien caractérisé.

Une dernière coupe enfin passant par les Charmoz pour aboutir au Col du Géant, nous montre tout d'abord une protogine granitique succédant rapidement au contact filonien dont nous avons parlé. A la Dent du Requin, comme au Petit Rognon, cette protogine devient gneissique et pegmatoïde. Il en est de même à la Noire ainsi qu'à l'Aiguille du Tacul où nous trouvons toutes les variétés possibles des types gneissiques et pegmatoïdes voire même de nombreux bancs de micaschistes purs enclavés dans le granit. A l'Aiguille du Géant comme aux Flambeaux la protogine montre encore le faciès à grands cristaux, puis à la base du Col du Géant on retrouve des variétés gneissiques. De là jusqu'au Mont Fréty on observe une série d'alternances dont il sera question plus loin.

Dans la partie dénudée de l'arête du Brouillard qui montre la protogine surmontée d'une mince calotte schisteuse, on observe également toute une série de variétés appartenant aux divers types que nous avons décrits. Ceci ressort nettement de l'examen des cailloux de protogine qui constituent une partie de la moraine du glacier du Mont-Blanc. On y trouve des protogines gneissiques et granitiques, ainsi que des variétés à grands cristaux et pegmatoïdes qui ne peuvent en effet provenir que de l'arête du Mont-Brouillard.

CHAPITRE III

Caractères pétrographiques de la Protogine.

§ 1. Minéraux constituants de la protogine. — § 2. Structure microscopique de la protogine. — § 3. Phénomènes dynamiques.

§ 1. *Minéraux constituants de la protogine.*

Les minéraux qui se rencontrent dans la protogine sont assez nombreux. Ils se répartissent dans les trois groupes suivants :

1. Minéraux constitutifs accessoires.

FIG. 17.

L'Aiguille du Midi. Sommet en protogine granitoïde, vue du Col du Midi près de la cabane.

Cliché de J. Vallot, N° 258.

FIG. 18.

L'Aiguille du Dru. Sommet en protogine, vue des rochers de Mottets.

Cliché de J. Vallot, N° 159.

2. Minéraux constitutifs principaux.
3. Minéraux secondaires.

Les *Minéraux accessoires* de la protogine ne sont point très variés; leur abondance est fort différente selon les spécimens que l'on étudie. La plupart d'entre eux sont renfermés à l'état de petites inclusions dans le Mica noir et par conséquent leur fréquence est liée à celle de cet élément. On les rencontre cependant librement distribués dans la roche où ils sont alors toujours rares, à l'exception de quelques-uns d'entre eux.

Ces minéraux accessoires sont les suivants :

La *Magnétite*, le *Zircon*, l'*Apatite*, l'*Allanite* et le *Béryl*.

La *Magnétite* n'a pas de forme cristallographique, elle se rencontre en petits grains irréguliers, généralement inclus dans la Biotite, souvent aussi isolés parmi les autres minéraux. Elle est opaque et s'entoure quelquefois de Leucoxène.

Le *Zircon* est plutôt rare : il existe presque toujours à l'état d'inclusion. On le rencontre d'habitude en petits grains arrondis, de relief et de biréfringence élevés, qui dans la Biotite développent tout autour d'eux des auréoles d'un polychroïsme intense. Plus rarement le zircon présente la forme de jolis prismes faiblement allongés, avec développement de la dentéropyramide (101). Leur dimension n'excède généralement pas 0,01 — 0,05 on en trouve souvent cinq ou six enfermés dans une seule lamelle de mica; parfois même les auréoles polychroïques font défaut, la Biotite dans ce cas est généralement altérée.

L'*Apatite* est plus fréquente que le Zircon, comme lui on la trouve enfermée dans le Mica. Elle existe cependant à l'état libre mais exceptionnellement, les cristaux acquièrent alors un développement beaucoup plus considérable. Les sections parallèles à $p = (001)$ sont hexagonales ou arrondies. Celles parallèles à $m = (10\bar{1}0)$ sont rectangulaires et allongées, l'extrémité en est souvent arrondie, il paraît y avoir dans certains cas la combinaison des pyramides $(10\bar{1}1) =$ b' et $(11\bar{2}1) =$ a' avec la base $p = (0001)$ et le protoprisme $m = (10\bar{1}0)$. L'apatite mesure en général de 0,01 — 0,4 et au delà. Le signe de la bissectrice et la biréfringence sont normaux. D'habitude, elle ne développe pas d'auréoles polychroïques dans la Biotite.

L'*Allanite* a été signalée pour la première fois par M. Michel Lévy[1], dans la protogine du Mont-Blanc.

[1] A. Michel-Lévy. Liste bibliographique, N° 34.

Ce minéral y est très constant mais jamais abondant. On en trouve au plus deux ou trois sections dans la même préparation. En revanche les cristaux sont d'habitude volumineux, ils peuvent atteindre jusqu'à 2,5 mm. La forme la plus générale des sections est allongée, parfois même bacillaire. On trouve cependant certaines sections plus raccourcies qui montrent des profils de $p = (001)$ et probablement de la face $a' = (\bar{1}01)$. L'extinction se fait alors pour ng à 34° de l'arête p, dans l'angle aigu $p = (001)$ $a' = (\bar{1}01)$ et l'orientation correspond absolument à celle donnée par Lacroix [1] à l'allanite de Franklin. Les sections fortement allongées s'éteignent généralement obliquement, l'angle d'extinction maximum ne dépasse pas 30° à 34°. L'allongement ne se fait dans ce cas évidemment pas suivant la zone $ph = (001)$ (100) comme c'est généralement le cas pour l'allanite, il paraît se faire ici parallèlement à $pg = (001)$ (010). Les mâcles sont assez rares; elles ne se font également pas parallèlement à $h' = (100)$ comme c'est l'habitude, mais parallèlement à $p = (001)$ comme A.-E. Törnebohm l'a observé dans les Orthites de certains granits sibériens. La trace du plan de mâcle est dans ce cas parallèle à l'allongement avec extinction oblique des individus. La biréfringence est très variable; sur certains échantillons elle semble presque nulle, sur d'autres elle est assez élevée. Il n'est pas rare de trouver des cristaux d'allanite, de couleur très foncée qui sont complètement isotropes. La biréfringence mesurée directement sur un spécimen favorable a été trouvée égale à 0,025; la dispersion est assez forte.

L'allanite est toujours polychroïque :

On a d'habitude ng = rouge brun foncé
nm = rouge brunâtre
np = vert brunâtre plus pâle.

La vibration qui coïncide avec l'allongement est toujours la plus foncée.

Les sections d'allanite sont souvent craquelées et corrodées. Elles s'entourent fréquemment d'une bordure plus ou moins épaisse d'épidote ou d'autres fois encore de mica verdi. L'allanite renferme en inclusions du mica noir, de la Magnétite, parfois même du Zircon, et montre souvent des zones d'accroissement. Elle se rencontre presque toujours dans les variétés de protogines riches en Mica noir.

Le *Béryl* est un élément très rare. Il n'est connu que dans une seule variété de

[1] Lacroix. *Minéralogie de la France*. Paris.

protogine trouvée dans un couloir qui descend de l'Aiguille du Charmoz sur la Mer de Glace ; cette variété ne se retrouve plus aujourd'hui. Le Béryl forme dans la roche des superbes cristaux qui dépassent souvent un centimètre et qui réalisent seulement les combinaisons $p = (0001)$ et $m = (10\bar{1}0)$. Macroscopiquement, ils sont d'un beau bleu pâle. Sous le microscope les sections sont craquelées, avec cassures transversales parallèles à $p = (0001)$. Le signe optique est négatif, il n'y a pas d'anomalies appréciables et la croix noire ne se disloque point par rotation de la platine du microscope. Le polychroïsme est excessivement faible en lames minces mais cependant encore visible, on a :

ng = incolore np = bleu très pâle. L'indice np est nettement supérieur à ng du quartz. Les sections parallèles à p montrent des zones d'accroissement.

Le Béryl renferme en inclusion de l'Épidote ; sa consolidation est antérieure à celle du quartz qui en moule des sections hexagonales. Il renferme aussi des inclusions liquides.

L'analyse de ce Béryl, faite sur une très petite quantité de matériel aussi bien purifié que possible nous a donné les chiffres suivants :

Analyse.

SiO_2	=	63,64
Al_2O_3	=	19,19
BeO	=	9,94
FeO	=	5,00
CaO	=	traces
MgO	=	1,16
Perte au feu	=	1,07
		100,00

Nous avons terminé avec le Béryl l'étude des minéraux accessoires, passons maintenant à celle des *Minéraux constitutifs principaux* de la protogine.

Ceux-ci sont : Le *Mica noir*, l'*Amphibole*, les *Plagioclases*, l'*Orthose*, le *Microcline*, l'*Anorthose* et le *Quartz*.

Le *Mica Noir* est un élément constant, qui se présente sous les aspects les plus variés. Dans la règle le contour des lamelles parallèles à $p = (001)$ est rarement

hexagonal mais plus ou moins arrondi, celles perpendiculaires à p sont déchiquetées, les clivages p y sont souvent soulignés par des ponctuations de magnétite.

Sur $p = (001)$ on observe une bissectrice aiguë centrée et négative $= np$. Généralement les deux axes sont très rapprochés, la Biotite est parfois rigoureusement à un axe. Sur les sections perpendiculaires à $p = (001)$ l'extinction se fait d'habitude à 0.

Le polychroïsme toujours intense peut légèrement varier, surtout par suite d'une altération.

On observe d'habitude :

ng = vert brunâtre, vert-olive, vert foncé.
np = jaune, brun pâle, jaune verdâtre très pâle, presqu'incolore.

Le Mica noir renferme en inclusions les minéraux accessoires déjà cités; il est parfois criblé d'auréoles polychroïques dont le centre est un grain de Zircon qui n'est visible qu'aux plus forts grossissements. Sur quelques sections basales on observe parfois un véritable réseau de fines aiguilles de *Sagénite*.

Au point de vue de la consolidation, le mica vient immédiatement à la suite de l'Apatite du Zircon et de la Magnétite. Il est tantôt plus jeune tantôt plus ancien que l'Allanite.

Indépendamment des lamelles de Biotite dont nous venons de parler qui peuvent mesurer plusieurs millimètres, on rencontre aussi des amas de toutes petites paillettes groupées sur certains points et orientées optiquement d'une manière différente. Leur couleur est brunâtre, elles sont mêlées aussi à des grains d'Épidote et de Leucoxène.

Les phénomènes d'altération que subit le mica noir sont multiples. On trouve d'habitude une chloritisation plus ou moins complète qui se fait parallèlement à $p = (001)$. Il y a souvent alors développement dans la même plage de Biotite, de bandes de chlorite qui alternent. D'autres fois le mica noir donne naissance à de l'Épidote, ou encore à une séparation de Leucoxène accompagné de Magnétite et de produits opaques.

L'analyse suivante de la Biotite, montre que c'est un mica essentiellement ferrifère et potassique. Il est probable qu'il est de plus légèrement titanifère. Cette analyse est due à Delesse [1].

[1] Delesse, liste bibliographique N° 10.

Analyse de la Biotite

SiO_2	=	41.22
Al_2O_3	=	13.92
Fe_2O_3	=	21.31
FeO	=	5.03
MnO	=	1.09
CaO	=	2.58
MgO	=	4.70
K_2O	=	6.05
Na_2O	=	1.40
FlH	=	1.58
H_2O	=	0.90
		99.78

Densité = 3.127

L'*Amphibole* fait presque toujours défaut dans la protogine normale lorsque celle-ci est suffisamment distante des amphibolites. Elle se rencontre cependant dans la protogine du Portalet et s'y présente en grands cristaux sans contour net. L'extinction de *ng* se fait à 19-20° de l'allongement, la bissectrice et la biréfringence sont normales, le polychroïsme qui n'est point très considérable donne : *ng* = vert brunâtre *np* = brun très clair.

Les *Plagioclases* ne manquent jamais, mais leur développement est essentiellement variable. Ils forment d'habitude des plages irrégulières, à contour fréquemment corrodé, de dimension généralement inférieure à celle des feldspaths potassiques. Ils sont mâclés d'après la loi de l'Albite, plus rarement d'après celle du Péricline, très rarement d'après celle de Karslbad. Nous avons toujours rapporté précédemment les plagioclases de la protogine à des types d'oligoclase de basicité variable [1], mais le perfectionnement des méthodes actuelles a permis de serrer de plus près le diagnostic. Dans la zone de symétrie perpendiculaire au plan de mâcle, les extinctions symétriques mesurées entre deux lamelles hémitropes ne dépassent pas un maximum de 32°. Fort souvent ce maximum reste aux environs de 24°. Sur les rares faces $g' = (010)$ qui se prêtent à une détermination, on observe

[1] L. Duparc et L. Mrazec. Liste N°s 36, 39, 44.

généralement une bissectrice plus ou moins centrée et des extinctions qui varient de 20° à 5° ou 6° pour np par rapport à la trace du clivage $p = (001)$; l'incertitude des cassures $h' = (100)$ rend difficile la détermination du sens selon lequel se fait l'extinction, mais il reste cependant évident que l'on a affaire à des variétés acides.

La méthode de Becke appliquée aux contacts favorables avec le quartz donne des résultats qui confirment d'ailleurs cette assertion. On trouve selon les cas $\Delta^2 \Delta^1 \delta^2 \delta^1 < 0$ ce qui correspond à de l'albite ; puis aussi $\Delta^1 \Delta^2 < 0$ $\delta^2 < 0$ et $\delta^1 = 0$ ce qui nous montre un oligoclase acide ; beaucoup plus rarement on a observé $\delta^1 > 0$ $\delta^2 < 0$. L'expérience faite sur un très grand nombre de contacts a toujours montré l'extrême diffusion de l'albite ou des termes acides allant jusqu'à $Ab_3 An_1$; et le fait que les mâcles de Karlsbad sont en apparence des plus rares confirme encore l'extension de ces types acides.

Comme âge, le plagioclase est toujours antérieur aux feldspaths potassiques, il est fréquemment complètement inclus dans l'Orthose, mais se trouve aussi à l'état libre. Dans la majorité des cas il est kaolinisé avec production de nombreuses paillettes de séricite, il renferme parfois de l'Épidote.

L'analyse suivante faite par Delesse sur un plagioclase isolé de la protogine, correspond à un oligoclase acide.

Analyse du Plagioclase

SiO_2	=	63.25
Al_2O_3	=	23.92
FeO, MnO	=	traces.
CaO	=	3.23
MgO	=	0.32
NaO_2	=	6.88
K_2O	=	2.31
		99,91

Densité : 2,633

L'*Orthose*, généralement très abondant, est comme nous l'avons vu diversement développé. Il est d'habitude blanc ou légèrement rosé et peut atteindre jusqu'à 12 centimètres. Il est souvent allongé selon h^1 g^1, et mâclé d'après la loi de

Karlsbad. L'extinction sur $g^1 = (010)$ se fait pour np à 5° de l'arête pg, le signe optique et la biréfringence sont normaux. La plupart des plages d'Orthose sont criblées de filonnets d'un feldspath sodique plus réfringent, qui est de l'albite. Ces filonnets forment parfois un véritable réseau dans l'Orthose (Microperthite); ils peuvent cependant manquer. Les grandes plages d'Orthose renferment en inclusions des plagioclases ou du Mica noir, on y observe aussi de l'apatite dans certains cas.

L'analyse des grands cristaux d'Orthose, faite par Delesse, donne :

Analyse de l'Orthose

SiO_2	=	66.48
Al_2O_3	=	19.06
CaO	=	0.63
MgO, FeO	=	traces.
K_2O	=	10.52
Na_2O	=	2.30
		98.99

Densité : 2,615

Le *Microcline* n'est point toujours constant. Très abondant dans certaines variétés, il manque d'autres fois complètement. Il forme comme l'Orthose des cristaux-plages que l'on rencontre particulièrement dans les types acides. Il est également mâclé selon la loi de Karlsbad et présente ses propriétés optiques habituelles. On peut observer qu'il est plus réfractaire à la décomposition que l'Orthose, il est en effet généralement très frais. Sa consolidation semble postérieure à celle de ce dernier élément.

L'*Arnorthose* peut se rencontrer souvent et remplace partiellement l'Orthose. Comme lui il donne parfois naissance à des associations de microperthite. Il est mâclé selon la loi de Karlsbad, comme aussi selon celle de l'albite. Les mâcles sont fines, leur séparation floue, elles n'affectent d'ailleurs pas toujours l'ensemble de la plage feldspathique. D'habitude np s'étend sur $g^1 = (010)$ à $+ 7°$ environ de la trace de $p = (001)$. L'analyse de Delesse faite sur l'Orthose isolé, montre que celui-ci est d'ailleurs sodifère et passe ainsi à l'Anorthose.

Le *Quartz* est le dernier élément consolidé. Il forme nettement le ciment qui réunit les minéraux précédents. Il est donc allotriomorphe, mais il peut cependant montrer une tendance à l'individualisation et devenir presque idismorphe. La structure devient alors granulitique. Le quartz en plage a toujours des extinctions onduleuses, il renferme des inclusions liquides avec libelle. Dans certains cas les plages du quartz peuvent être partiellement ou totalement remplacées par des grains polyédriques. Ceux-ci sont fréquemment à contours parfaitement hexagonaux, et mesurant jusqu'à 0,4 mm. Dans les cas où ce quartz grenu est très développé, il forme une véritable pâte dans laquelle les divers éléments sont disséminés.

Il nous reste maintenant les *Minéraux secondaires* à examiner. Ceux-ci sont en somme peu variés, et représentés par de l'Épidote, de la Chlorite, du Leucoxène, de la Damourite et de la Calcite.

L'*Épidote* est très répandue. Dans la majorité des cas elle se présente en grains informes, quelquefois cependant on observe sur quelques petits prismes les formes suivantes :

$$(100) = h^1\ (\bar{1}00) = a^1\ (\bar{2}01) = a\ ^1/_2\ (\bar{1}11) = b\ ^1/_2$$

La couleur est jaunâtre ; quelques grains sont très légèrement polychroïques, avec : ng = jaune verdâtre très pâle.

nm = jaunâtre.

np = incolore.

La biréfringence variable est cependant généralement élevée.

La bisectrice aiguë et négative. L'Épidote est mêlée au Mica noir et à la Chlorite ; on la trouve également emprisonnée dans certains Feldspaths, le Quartz, voire même le Béryl. Elle accompagne également l'Allanite. Dans certains cas l'Épidote paraît primaire.

La *Chlorite* dérive toujours de la Biotite. Sa couleur est vert plus ou moins foncé, son polychroïsme varie d'intensité. La biréfringence est toujours très faible et la variété se rapporte à la Pennine.

Le *Leucoxène* forme des amas grisâtres qui se trouvent d'habitude dans le voisinage du Mica ou sont intercalés dans son intérieur principalement le long des clivages.

La *Damourite* est souvent fort abondante, elle sature alors le Feldspath et y

forme des très petites paillettes dont la biréfringence atteint 0,04 et reste généralement un peu inférieure à celle du Mica blanc. Leur dimension n'excède pas en moyenne 0,09.

La *Calcite* est assez rare, on la rencontre dans les variétés voisines des couches sédimentaires, ou encore dans celles dont les feldspaths sont relativement basiques ; elle imprègne dans ce cas les Plagioclases.

Il convient également d'ajouter que la production de la Damourite est toujours liée à celle de matières argileuses qui remplissent aussi certains feldspaths.

§ 2. *Structure microscopique de la Protogine.*

La *Structure microscopique de la Protogine* est particulièrement intéressante, et nous allons l'examiner tour à tour dans les deux types que nous avons distingués dès le début.

Le type que nous avons appelé « granitique », montre sous le microscope une structure et une composition qui s'accordent en tout point avec cette dénomination.

Dans celui-ci, la Biotite en jolies lamelles est uniformément disséminée dans la roche, l'Allanite bien qu'y existant toujours est rare. Les Plagioclases sont abondants et quoique en général ils cèdent le pas à l'Orthose, ils peuvent dans certains cas égaler cet élément et former alors des plages libres à côté de lui. Le Quartz est ici entièrement granitique, ses plages de dimension moyenne forment ciment entre les éléments précités ; ce n'est que rarement qu'on le voit s'isoler entre les feldspaths pour réaliser une structure qui tend vers celle des granulites massives. La protogine du type « granitoïde » ne saurait donc être distinguée du vrai granit dont elle a tous les caractères.

Le type « gneissique » est assez différent. La Biotite y devient beaucoup plus abondante et toujours accompagnée d'Apatite, de Zircon et d'Allanite.

Le Microcline n'y est point rare, l'Orthose s'y développe en grands cristaux lenticulaires criblés de filonnets. Tout le Quartz devient grenu et polyédrique et constitue presque une pâte grossièrement cristallisée, dans laquelle on trouve à l'état isolé une ou deux plages granitoïdes. En même temps le Mica noir s'aligne manifestement en traînées et communique à la roche la structure parallèle. Dans certaines régions de la coupe on observe de plus des parties fort schisteuses, formées par une association de Séricite, d'Épidote et de Quartz moiré très petit, parties qui simulent des fragments de schiste cristallin.

La parenté des variétés pegmatoïdes avec le type gneissique est accusée par le développement exagéré des plages d'Orthose et en général des feldspaths potassiques, mais le quartz y prend rapidement la forme granitique. Souvent d'ailleurs il y est accompagné d'un peu de quartz grenu, toujours d'importance secondaire il est vrai.

§ 3. *Phénomènes dynamiques.*

Les *phénomènes dynamiques* supportés par la protogine sont intenses et peuvent s'observer à des degrés divers sur toutes les variétés. Les modifications qu'ils apportent dans la forme et la nature des minéraux constituants sont multiples et leur connaissance est nécessaire pour bien comprendre la genèse de certaines structures. En premier lieu la compression fait naître des déformations accusées par le ploiement des lamelles hémitropes des plagioclases. Ce phénomène s'observe dans le plus grand nombre de cas, d'autres fois cependant les plagioclases sont brisés par des cassures parallèles suivies d'un petit déplacement relatif des tronçons et il y a formation de véritables petites failles microscopiques. Dans ce cas il y a production d'une brèche microscopique de friction le long des cassures, ou bien encore celles-ci sont remplies par du quartz secondaire. La naissance du Microcline au détriment de l'Orthose ne paraît pas d'ailleurs liée à ces déformations intimes; mais l'Orthose a souvent des extinctions roulantes. La Biotite comme les Plagioclases n'échappe point aux actions dynamiques. Les lamelles de ce minéral sont fréquemment ployées et tordues, on y observe souvent des glissements selon $p = (001)$ parfois même le mica est complètement laminé et déchiré, les fragments se faufilent alors entre le Quartz et les Feldspaths.

Le Quartz lui-même est un réactif des plus sensibles pour le diagnostic des phénomènes dynamiques. La compression lui communique d'abord des extinctions onduleuses, puis en devenant plus forte, elle fait apparaître dans l'intérieur d'un même cristal une série de plages dont les extinctions sont légèrement différentes, qu'une faible rotation de la platine du microscope met aussitôt en évidence. Si la compression augmente encore, il y a rupture et dislocation du cristal primitif. Les fragments qui en résultent se déplacent les uns par rapport aux autres et s'entourent d'une couronne d'esquilles. Toutes les grandes plages du quartz sont alors remplacées par une brèche à couronnes étroites formées par ces esquilles. Celles-ci sont d'ailleurs très petites et peuvent à la dimension près, simuler des formes du quartz grenu.

FIG. 19.

L'Aiguille du Talèfre et l'Aiguille du Triolet en protogine granitoïde.

Cliché de L. Duparc et L. Mrazec.

FIG. 20.

Protogine schisteuse au col du Chardonnet.

Cliché de F. Pearce.

Beaucoup plus rarement la pression produit dans le quartz un véritable laminage, celui-ci prend alors un aspect qui rappelle absolument celui qu'il a dans les gneiss dynamo-métamorphiques. Enfin dans certains cas tous les éléments de la roche sont complètement broyés, il se forme alors une brèche contenant indistinctement des fragments de quartz et de feldspath pêle-mêle avec des débris de mica.

La production d'un certain nombre de minéraux paraît d'ailleurs liée à ces phénomènes dynamiques. Les micas s'altèrent, avec séparation de Leucoxène, les feldspaths se kaolinisent en se chargeant de séricite, dans bien des cas cette séricitisation les rend indéterminables. L'Épidote enfin est souvent le résultat du dynamo-métamorphisme. Il faut cependant remarquer que fréquemment la formation de l'Épidote est absolument indépendante et parfois même il ne nous paraît pas démontré qu'elle ne soit point primaire. Sa présence en effet dans l'intérieur du Quartz du Béryl et aussi de certains plagioclases parfaitement frais et de nature absolument albitique, ne milite guère en faveur d'une origine secondaire.

CHAPITRE IV

DESCRIPTION MONOGRAPHIQUE DES TYPES ÉTUDIÉS.

§ 1. *Description monographique des types étudiés.*

Nous donnerons pour chaque description le numéro de l'échantillon, ainsi que ses caractères macroscopiques. Pour la commodité de l'exposition, nous grouperons en une même catégorie les protogines qui présentent le type « granitique » ou qui s'en rapprochent sensiblement, puis nous réunirons en un second groupe les protogines d'un type gneissique, « pegmatoïde », ou celles à grands cristaux. Nous nous hâtons d'ajouter que cette subdivision n'a rien d'absolu, nous l'avons adoptée pour la clarté du sujet.

Type granitique.

N° 172. *Crête de la Breya.*

Protogine à grain fin, peu micacée, d'un type quasi aplitique.

SLM [1]. Quelques lamelles de Biotite à caractères habituels. Quelques plages d'Albite et d'Oligoclase-Albite. Beaucoup d'Orthose, puis du Microcline et peu d'Anorthose. Quartz en plages granitiques. Séricite, Hématite, Épidote.

N° 155. *Crête de la Combe d'Orny* (2602 m.).

Roche granitique, à grain moyen, micacée.

SLM. Mica noir abondant avec Sagénite et Leucoxène, puis aussi avec Allanite entourée d'Épidote. Apatite. Plagioclases rares formés par de l'Albite. Beaucoup d'Orthose et Anorthose. Peu de Microcline. Quartz granitique. Spécimen très dynamique, les Feldspaths et le Quartz sont cassés et broyés par places. Beaucoup de produits secondaires. Séricite et Chlorite dans la Biotite.

N° 658. *Arête du Châtelet.*

Belle protogine finement grenue, analogue à celle de la Breya. Elle est criblée de filons d'Aplite.

SLM. Quelques lamelles de Biotite brune plutôt rare et altérée. Un peu de Mica blanc. Plagioclases abondants; les variétés correspondent à de l'Albite et de l'Oligoclase acide. Orthose avec beaux filonnets, puis peu de Microcline et d'Anorthose. Quartz en belles plages brisées par les actions dynamiques. La roche est encore très fraîche, elle renferme cependant un peu de Séricite et d'Épidote.

N° 612 au *Portalet* à 3345 m.

Beau type granitique, à grain moyen, à quartz légèrement violacé.

SLM. Mica noir verdi par les actions secondaires, riche en inclusions habituelles, Allanite, puis Hornblende verte en débris d'un polychroïsme assez faible. Peu d'Albite et d'Oligoclase acide. Quartz granitique, montrant par places une tendance aux formes pegmatoïdes.

N° 671. *Petit clocher de Planereuse.*

Beau granit à feldspath verdâtre, peu micacé.

SLM. Biotite en grande partie chloritisée. Peu de Plagioclase séricitisé et indéterminable, Orthose dominant puis Anorthose et Microcline. Eléments secondaires ordinaires. La roche est assez dynamométamorphique.

N° 678. *Sommet de la Pointe de Planereuse.*

Cet échantillon ressemble au précédent.

SLM. Biotite verdie ; Allanite, peu de Plagioclases (Oligoclase acide, Oligoclase-

[1] SLM. Abréviation de : sous le microscope.

Albite). Orthose abondant de même que le Quartz en plages. Chlorite, Épidote, Séricite. Belles actions dynamiques.

N° 681. *Eboulis de Treutz-Bouc.*

La roche est granitique avec feldspaths potassiques rosés, et plagioclases verdâtres.

SLM. L'Allanite est rare. Magnétite abondante en octaèdres reconnaissables. Biotite altérée, en petites lamelles formant amas. Quelques paillettes de Mica blanc. Peu de Plagioclases de petite dimension ; la variété est acide et comprise entre l'Albite et l'Oligoclase-Albite. Orthose à filonnets et Microcline abondants. Quartz granitique moulant le tout.

Un autre échantillon N° 680, présente les mêmes caractères.

N° 684. *Treutz-Bouc près du Contact.*

C'est toujours le même type que les précédents.

SLM. La Biotite est fortement altérée, avec séparation de Sphène, Magnétite, Leucoxène, Hématite. Le Mica noir donne naissance à un Mica blanc à peine polychroïque, à deux axes très rapprochés, qui renferme encore à l'intérieur des inclusions de Zircon. Peu d'Albite et de Microcline, Orthose abondant. Quartz granitique. Séricite, Chlorite.

N° 679. *Col de Crête-Sèche.*

C'est le prototype du faciès granitique. L'Orthose s'y développe à peine légèrement plus que les autres éléments.

SLM. Peu de Mica verdi avec inclusions habituelles. Quelques plages d'Oligoclase acide. Orthose, puis peu de Microcline. Calcite, Chlorite, Séricite. Phénomènes dynamiques intenses.

N° 714. *La Maya derrière le Sommet*, 2073 m.

C'est un type à grain fin, analogue à celui du Châtelet.

SLM. La Biotite est rare en petites paillettes et en lames presque entièrement chloritisées. Elle est riche en Zircon et Apatite et s'emplit de produits ferrugineux. Plagioclases peu abondants, fortement séricitisés. (Oligoclase acide et Albite.) Microcline puis Orthose très développés. Quartz en gros grains arrondis à tendance granulitique. La roche est très peu dynamométamorphosée.

N° 348. *Mont-Dolent.* Sur l'arête rocheuse qui descend sur Pré de Bar à 3500 m.

Roche granitique, peu micacée, à plagioclases verdâtres.

SLM. Le Mica noir est disposé en amas. il est toujours fortement décomposé. Plagioclases séricitisés et vermiculés, d'acidité très variable allant de l'Albite à l'Oligoclase normal. Peu de Microcline, Orthose et Anorthose. Quartz granitique. tendant à s'isoler en grains arrondis, la structure est plutôt celle d'une granulite massive. Épidote, Séricite.

N° 340. *Monts-Rouges*, près du point, 3274 m.

Le grain de la roche est moyen, le plagioclase verdâtre ; le quartz très hyalin.

SLM. Un peu d'Allanite. Biotite en amas de petites lamelles, vert brunâtre, riches en inclusions, principalement d'apatite. Chloritisation fréquente avec séparation de Magnétite. Plagioclases comprenant en général les termes allant de l'Oligoclase acide à l'Albite inclusivement. Orthose et Anorthose. Pas de Microcline. Quartz en plages arrondies et isolées. La structure est en somme analogue à celle du précédent. Éléments secondaires ordinaires.

N° 790. *Base du Mont Fréty*, près du Pavillon.

Protogine granitique, riche en mica brun. Type ordinaire.

SLM. Biotite brune très abondante, paillettes nombreuses très polychroïques. Un peu de Sphène. Plagioclase abondant séricitisé indéterminable. Orthose, peu de Microcline. Quartz granitoïde. Épidote, Séricite.

N° 787. *Porte du Col du Géant.*

Allanite. Beaucoup de Mica verdi. Peu d'Oligoclase acide et de Microcline. Orthose, puis Quartz en plages granitiques brisées. Épidote. Chlorite. Belles actions dynamiques. L'échantillon paraît être une forme de passage. On y distingue quelques plages de quartz grenu.

N° 462. *Glacier du Mont Fréty.*

Belle variété granitique, renfermant peu de feldspath verdâtre, du quartz un peu violacé et des petites lamelles hexagonales de Mica noir.

SLM. Mica abondant en belles lamelles d'un brun verdâtre, très riches en inclusions d'Apatite, de Magnétite, puis localement de Sagénite. La Biotite est en majeure partie chloritisée. Peu d'Oligoclase acide et d'Albite. Orthose abondant, Microcline plus rare. Épidote, Séricite.

N° 461. *Glacier de la Brenva.* Altitude 3000 m.

La roche comme aspect est absolument granitique, le grain en est moyen, le quartz légèrement violacé.

SLM. Le Mica noir est chargé d'inclusions de Magnétite, Apatite, Zircon, Sagé-

nite. Il est en partie chloritisé avec séparation de Leucoxène. Les Plagioclases sont représentés par l'Oligoclase-Albite et l'Albite. Orthose normal. Quartz absolument granitique. Épidote, Séricite.

N° 341. *Arête du Brouillard.*

Cette protogine, d'un type granitique, provient de l'arête du Brouillard dans laquelle la dénudation l'a mise à nu sur une certaine étendue.

SLM. Un peu d'Allanite. Mica noir à 2 axes. Peu d'Oligoclase? dont la détermination, vu l'état de la roche, est incertaine. Beaucoup d'Orthose et peu de Microcline. Quartz abondant. Froissements dynamiques manifestes.

N° 414. *Aiguille des Charmoz*, au point 2500, du côté de la Mer de Glace.

C'est le type granitique du versant Nord, caractéristique pour les Grandes Aiguilles. Cette roche est riche en mica disposé en amas. L'Orthose s'y exagère déjà d'une manière très sensible.

SLM. Superbes Allanites d'une grande fraîcheur. Biotite vert-olive, très polychroïque saturée d'inclusions. Plagioclases séricitisés, on trouve principalement de l'Albite et de l'Oligoclase acide. Microcline, puis grandes et abondantes plages d'Orthose. Quartz granitique. Épidote, Séricite. Le quartz est écrasé, par places bréchyforme.

N° 477. *Rocher à l'Ouest du Col du Géant.*

Roche granitique, pauvre en Mica, de couleur blanche.

SLM. Très petites lamelles de mica verdi. Plagioclase, Oligoclase acide. Peu de Microcline. En revanche beaucoup d'Orthose à filonnets. Quartz granitique. Épidote Séricite. Type fortement dynamométamorphique.

N° 455. *Derrière le Tour Noir.*

Beau granit blanc, à quartz hyalin.

SLM. Biotite en belles plages à inclusions habituelles notamment avec Sagénite. Allanite libre dans la roche ainsi que quelques jolis prismes de Zircon. Peu de Plagioclases Albite et Oligoclase-Albite. Beaucoup d'Orthose, puis du Microcline. Quartz granitique brisé. Épidote.

N° 207. *Au Sud-Ouest du Plan de l'Eau.*

SLM. Mica en petites paillettes chloritisées. Allanite puis Plagioclases altérés principalement Albite et Oligoclase acide. Orthose en plages, puis Quartz granitique. A la suite du type granitique, nous décrirons ici les roches granitoïdes du Mont Chétif et de la Montagne de la Saxe qui ne sauraient être séparées de la protogine du versant Sud du Mont-Blanc.

N° 294. *Mont Chétif*, parois rocheuses du versant Nord du Sommet.

Cette roche à l'œil nu ne pourrait être distinguée de la protogine du versant Sud.

SLM. Peu de Biotite plus ou moins chloritisée. Oligoclase acide, Oligoclase basique, puis Albite. Un peu de Microcline. Beaucoup d'Orthose criblé de filonnets, Structure granitique, par places même pegmatoïde.

N° 311. *Montagne de la Saxe.*

Cette roche est semblable à la précédente mais beaucoup plus dynamométamorphique.

SLM. Peu de Mica vert, Oligoclase acide, pas de Microcline mais beaucoup d'Orthose. Quartz granitique. Phénomènes dynamiques intenses. Les lamelles hémitropes des feldspaths sont ployées, le Quartz est écrasé ; des traînées de Séricite jalonnent les cassures des felspaths.

N° 313. *En haut du Couloir de la Saxe.*

SLM. Peu de Mica verdi en amas. Beaucoup de Plagioclases Oligoclase. Orthose à filonnets. Quartz abondant ; par places formes pegmatoïdes.

Type pegmatoïde, glandulaire et gneissique.

N° 675. *Col du Chardonnet.*

Cette roche parfaitement gneissique et verdâtre, présente un grand développement de l'Orthose qui y affecte une disposition glandulaire.

SLM. L'Orthose forme l'élément prédominant, ses grandes plages sont criblées de filonnets d'Albite. Il est accompagné de Microcline, puis de quelques plages d'Albite généralement emprisonnées dans l'Orthose. Ces grandes plages sont réunies par une masse schisteuse formée en grande partie de petites lamelles de Biotite de couleur verdâtre, de quelques Apatites, d'un peu de Sphène puis de beaucoup de Quartz en grains polyédriques. On trouve aussi quelques plages de Quartz granitique à extinctions onduleuses.

N° 659 et 660. *Moraine du Glacier d'Orny.*

Protogines à grands cristaux felsdpathiques alignés parallèlement.

SLM. Biotite tantôt en belles lamelles polychroïques riches en inclusions et froissées, tantôt complètement chloritisée avec séparation de Magnétite et Leucoxène. Plagioclases représentés par l'Albite et l'Oligoclase-Albite en grandes et petites plages disloquées un peu séricitisées. Microcline très abondant en grands

cristaux puis Orthose. Quartz granitique en partie écrasé comme les autres éléments de la roche. Un peu de quartz grenu.

N° 661. *Moraine du Glacier d'Orny.*

Beau type pegmatoïde, à énormes cristaux feldspathiques dépourvus d'orientation. La roche comme la précédente renferme de nombreuses enclaves.

SLM. Sphène rare, Biotite verte puis beaucoup d'Épidote. Plagioclase assez abondant de petite dimension, libre, ou complètement enclavé dans l'Orthose. La variété est acide (Albite). Grandes plages d'Orthose et aussi de Microcline. Quartz en plages brisées à extinctions onduleuses.

N° 145. *Pointe d'Orny.*

Type pegmatoïde à grands cristaux de feldspaths potassiques, orientés d'une manière quelconque les unes par rapport aux autres.

SLM. Beaucoup d'Allanite en prismes allongés. Biotite verte en lamelles isolées et amas souvent chloritisées. Plagioclase Oligoclase acide avec peu d'Albite. Orthose et Microcline prédominants. Quartz brisé, disposé en lentilles allongées et écrasées, simulant par places du quartz grenu. Épidote. Séricite.

N° 137. *Le Pissoir.*

Type pegmatoïde à grands Orthoses, peu micacé.

SLM. Biotite rare chloritisée avec séparation de Leucoxène. Plagioclase représenté exclusivement par de l'Albite presque entièrement enfermé dans les cristaux plages des feldspaths potassiques. Ces derniers comprennent l'Orthose et le Microcline. Quartz rare. Roche très dynamométamorphique, transformée par places en une véritable brèche microscopique. Un peu de Quartz secondaire.

N° 140. *Pas d'Arpette.*

Roche analogue au type précédent, mais beaucoup plus micacée.

SLM. Beaucoup de mica brun verdâtre surchargé de Leucoxène. Plagioclase-Albite altéré, chargé de séricite. Orthose et Microcline prédominants. Quartz en plages brisées. Épidote. Echantillon dynamométamorphique.

N° 211. *Montée des Six Orques.*

Type franchement gneissique et glanduleux.

SLM. Quelques rares et petites lamelles de Biotite verdie. Puis un peu d'Oligoclase acide voire même d'oligoclase basique. Orthose abondant avec les caractères habituels. Quartz disséminé partout, exclusivement développé sous la forme grenue et de beaucoup plus petite dimension que les autres éléments. Il est

associé à quelques rares paillettes de Mica blanc. Épidote. Séricite. Roche dynamométamorphique.

N° 466. *Glacier de Trient.*

Roche très altérée, d'un type pegmatoïde, à mica verdi.

SLM. Biotite plutôt rare ; Oligoclase acide, puis Albite. Grands cristaux d'Orthose criblés de filonnets et mâclés selon Karlsbad. Quartz en plages brisées, à extinctions roulantes.

N° 422. *Aiguille du Tacul.*

Roche pegmatoïde de couleur rosée.

SLM. Biotite verte en petites lamelles, avec Leucoxène et Zircon. Oligoclase acide. Beaucoup d'Orthose puis de Microcline. Quartz en plages, accompagné d'un peu de quartz grenu. Séricite, Hématite. La roche renferme quelques filonnets de chlorite secondaire.

N° 426. *Les Courtes.*

Roche un peu schisteuse à l'œil nu, renfermant un peu de Plagioclase verdâtre et beaucoup de quartz.

SLM. Allanite et Zircon libres dans la roche. Belles lamelles de mica noir, verdi par les actions secondaires et renfermant de nombreuses inclusions. Plagioclases constitués presque exclusivement par de l'Albite. Orthose et Microcline abondants, un peu d'Anorthose. Quartz en plages en parties écrasées et bréchyformes. Épidote très localisée en petits grains.

N° 452. *Au bas du Glacier des Rognons.*

Roche peu micacée à grain moyen, qui passe aux beaux types pegmatoïdes du Col des Grands Montets. Type un peu spécial.

SLM. Mica chloritisé rare. Beaucoup de Plagioclase, principalement l'Oligoclase acide, peu d'Albite. Orthose bien développé tandis que le Microcline est rare. Quartz en plages et en grains polyédriques disséminé partout. Épidote, Chlorite, Calcite.

N° 417. *Aiguille du Dru.*

Roche grisâtre un peu schisteuse.

SLM. Biotite verte avec inclusions. Plagioclase rare, brisé, Orthose abondant, peu de Microcline. Quartz en plages écrasées, puis Quartz grenu. Épidote, Chlorite, Séricite.

N° 418. *Aiguille du Dru.*

Type absolument gneissique, avec quelques feldspaths disposés en glandules.

SLM. Les grands cristaux sont formés par de l'Orthose et du Microcline, associés à des lamelles de Mica noir très polychroïque, avec inclusions de Zircon auréolé d'Apatite puis de Sagénite. On trouve aussi quelques sections d'un plagioclase albitique, généralement décomposé et séricitisé. Ces divers éléments sont noyés dans une masse de quartz, affectant exclusivement la forme grenue, qui se développe en jolis grains polyédriques de beaucoup plus petite dimension que les éléments précités. L'Épidote en petits grains ainsi que les paillettes de Séricite sont fréquents. Quant à la structure, elle est manifestement parallèle. Les lamelles de Biotite sont nettement orientées en traînées et les éléments feldspathiques accusent un phénomène semblable.

N° 776. *Arête du Col du Géant.*

Type pegmatoïde riche en mica vert.

SLM. Beaucoup d'Allanite. Biotite ordinaire altérée, ainsi que les Plagioclases qui sont indéterminables. Beaucoup de Microcline, puis Orthose avec les caractères ordinaires. Quartz en plages brisées, un peu de Quartz sous forme grenue. Épidote, Calcite, Hématite.

N° 775. *Cabane du Col du Géant.*

Type franchement gneissique.

SLM. Biotite verdie, Allanite et Magnétite. Quelques petites sections d'Albite; puis cristaux-plages d'Orthose et de Microcline formant glandule, avec filonnets. Quartz développé entièrement sous la forme grenue. La roche est aussi dynamométamorphique, les feldspaths fortement séricitisés, parfois entourés d'une couronne de fragments dûs à l'écrasement.

A la suite de l'énumération monographique des divers échantillons de protogine que nous avons étudiés, nous décrirons encore le type exceptionnel à Béryl, puis aussi une roche verdâtre que l'on trouve intercalée entre les bancs de Protogine et à laquelle nous donnerons le nom d'*Épidotite.*

N° 40. *Protogine à Béryl. Aiguille du Charmoz.*

Belle roche à grain moyen, constellée de cristaux de Béryl, d'un bleu pâle mesurant jusqu'à un centimètre et plus. A l'œil nu la roche paraît dépourvue de Quartz.

SLM. La roche est un peu quartzeuse. La Biotite, plutôt rare, est réunie en amas de petites lamelles brunes et polychroïques, en partie altérées et chloritisées.

Le *Sphène* paraît assez abondant, il se présente en grains grisâtres d'assez grosse dimension mêlé généralement à de l'Epidote. Ce dernier minéral est exceptionnellement abondant et paraît absolument primaire. Il se présente en fort jolis prismes terminés pour la plupart, massés sur certains points et indifféremment inclus dans les Feldspaths, le Quartz ou le Béryl.

Le Plagioclase est très développé dans cette roche. Ses extinctions dans la zone de symétrie ne dépassent pas 32° entre deux lamelles. Sur g' (010) l'extinction se fait à + 22 de pg' pour np ; la face $g' = (010)$ est perpendiculaire à une bissectrice aiguë positive. La variété est donc de l'Albite ; la méthode de Becke confirme d'ailleurs ce diagnostic. Il paraît y avoir également des Oligoclases de basicité variable, mais en moindre quantité. L'Orthose et le Microcline existent aussi, mais sont moins développés que dans la protogine ordinaire. Le Béryl se présente sous forme de sections prismatiques et hexagonales, il montre les caractères généraux décrits précédemment. Son polychroïsme reste appréciable, sa consolidation est antérieure à celle du quartz. Le Quartz rare est toujours en plages granitoïdes froissées. L'Allanite semble manquer à cette variété.

N° 458. *Épidotite. Col des Grands Montets.*

Cette roche de couleur verdâtre est compacte et finement grenue.

SLM. Elle est en grande partie constituée par des grains jaunâtres d'Épidote qui moulent tous les autres éléments. Ceux-ci sont représentés par une Biotite verte, en toutes petites lamelles très polychroïques ng = vert très foncé np = jaunâtre très pâle, puis par des petits grains de Feldspaths notamment de Plagioclases. Ils sont mâclés selon la loi de l'Albite et s'éteignent sur $g' = (010)$ à 8°. La bissectrice aiguë est négative, et dans la zone de symétrie la plupart des extinctions se font aux environs de 22° entre deux lamelles. C'est donc selon toute vraisemblance un Oligoclase-Andésine. On trouve aussi quelques grains d'Orthose, quant au Quartz, il est excessivement rare.

CHAPITRE V.

CARACTÈRES CHIMIQUES DE LA PROTOGINE.

§ 1. Méthodes analytiques suivies. — § 2. Analyses de la Protogine. — § 3. Discussions des résultats. — § 4. Le contact de la protogine et des schistes.

§ 1. *Méthodes analytiques suivies.*

Nous avons analysé un grand nombre d'échantillons de Protogine, appartenant aux différents types que nous avons établis dans les pages précédentes.

Nous avons toujours choisi un matériel aussi frais que possible et pour obtenir une composition moyenne nous avons pulvérisé un gros fragment de la roche pour faire la prise d'essai. Les méthodes analytiques que nous avons employées sont celles de la désagrégation au carbonate de soude pour doser la Silice et les bases, puis celle de l'attaque à l'acide fluorhydrique pour séparer les alcalis. Toutefois nous avons employé pour le dosage des alcalis d'un certain nombre de protogines la méthode de Deville au carbonate de chaux et chlorure d'Ammonium qui donne d'excellents résultats. La séparation du fer et de l'alumine a toujours été faite par la fusion potassique ; le fer total vu sa faible proportion a été calculé comme FeO et n'a pas été séparé du Fe_2O_3. La perte au feu enfin a été déterminée à la température du bec Bunsen ordinaire ; quant à l'acide phosphorique et au Manganèse qu se rencontrent dans tous les échantillons en très petite quantité, ils n'ont pas été dosés. La très grande majorité des échantillons analysés ont été étudiés en plaques minces ; on trouvera leurs diagnoses aux numéros indiqués.

§ 2. *Analyses de la Protogine.*

		N° 629	*N° 658*	*N° 612*	*N° 671*
SiO_2	=	74.14	75.96	68.53	71.84
Al_2O_3	=	13.30	13.38	20.37 }	14.07
FeO	=	1.61	1.66		2.01
CaO	=	0.69	0.88	2.47	1.08
MgO	=	0.20	0.34	0.45	0.40
K_2O	=	6.08	4.58	5.25	5.25
Na_2O	=	3.63	3.32	3.17	4.11
Perte au feu	=	0.60	0.46	0.39	0.86
		100.25	100.58	100.63	99.62

	N° 684	N° 461	N° 414	N° 477	N° 518	N° 417
SiO_2 =	74.66	68.91	76.62	72.42	66.35	69.61
Al_2O_3 =	13.84	15.89	11.76	14.83	17.47	16.64
FeO =	2.01	3.46	3.51	1.79	3.18	3.06
CaO =	1.05	2.35	1.80	1.15	2.31	2.17
MgO =	0.41	0.60	0.22	0.28	0.46	0.18
K_2O =	5.34	4.01	2.85	5.49	5.43	8.00
Na_2O =	3.33	4.10	3.02	3.42	5.64	
Perte au feu =	0.64	0.53	0.70	0.53	0.73	0.34
	101.28	99.85	100.48	99.91	101.57	100.00

	N° 675	N° 660	N° 659	N° 661	N° 140	N° 151
SiO_2 =	69.95	69.54	69.85	68.55	72.15	76.20
Al_2O_3 =	14.35	15.20	16.10	15.95	16.12	12.89
FeO =	3.47	2.76	1.89	1.85	2.01	1.72
CaO =	1.27	2.16	0.72	1.86	1.20	0.50
MgO =	1.20	0.34	0.71	0.46	0.32	0.80
K_2O =	4.92	5.37	6.13	5.57	5.71	3.93
Na_2O =	3.32	4.19	3.21	3.70	3.43	3.19
Perte au feu =	1.29	0.97	0.90	0.91	0.74	1.16
	99.77	100.53	99.51	98.85	101.68	100.39

	N° 137	N° 418	N° 400a
SiO_2 =	72.08	70.62	62.10
Al_2O_3 =	13.54	15.50	18.02
FeO =	2.75	2.84	3.57
CaO =	1.15	2.05	2.59
MgO =	0.40	0.32	0.75
K_2O =	4.76	4.76	4.07
Na_2O =	4.33	3.05	6.51
BeO =			1.02
Perte au feu =	0.51	1.01	1.99
	99.52	100.15	100.62

N° 629 = Arête de la Breya, type granitique à grain fin.
N° 658 = Arête du Châtelet, id.
N° 612 = Le Portalet, type granitique avec un peu d'amphibole.
N° 671 = Clocher de Planereuse, type granitique à grain moyen.
N° 684 = Treutz-Bouc, près du contact, type granitique à grain moyen.
N° 461 = Glacier de Brenva, type granitique à grain moyen.
N° 414 = Aiguille du Grand-Charmoz, type granitique des Grandes Aiguilles.
N° 477 = Rocher à l'ouest du Col du Géant, type granitique.
N° 518 = Rocher de la Tourette, type très dynamométamorphique.
N° 417 = Aiguille du Dru.
N° 675 = Col du Chardonnet type gneissique, verdâtre.
N° 659 = Glacier d'Orny (type à grands cristaux orientés).
N° 660 = Moraine du Glacier d'Orny id. id.
N° 661 = Moraine du Glacier d'Orny (type pegmatoïde).
N° 140 = Pas d'Arpette id.
N° 151 = Cirque avant Orny (type pegmatoïde un peu spécial).
N° 137 = Le Pissoir (type pegmatoïde).
N° 418 = Aiguille du Dru (type gneissique).
N° 400 a = Protogine à Béryl (Aiguille du Charmoz).

§ 3. *Discussion des résultats.*

La comparaison des différentes analyses du tableau qui précède conduit à quelques conclusions intéressantes.

En premier lieu, bien que la quantité de Silice puisse osciller entre 66-76 °/₀, l'acidité de la protogine reste d'habitude celle d'un vrai granit, mais d'un granit relativement acide qui par ce fait se distingue de ceux qui apparaissent dans les chaînes cristallines de l'arc externe de la zone du Mont-Blanc. On pourra s'en convaincre par le tableau des analyses des granits de Beaufort Valorsine et Gasteren faites par l'un de nous, et comparé à la moyenne fournie par nos différentes analyses de protogine.

	I	II	III	IV
$Si\ O_2$ =	71.68	64.81	66.22	67.87
Al_2O_3 =	14.62	17.98	18.51	95.96
$Fe\ O$ =	2.41	3,05	2.78	4.50
$Ca\ O$ =	1.48	2.25	2.28	1.73
$Mg\ O$ =	0.44	1.62	0.95	1.40
$K_2\ O$ =	5.01	2.98	5.21	4.26
Na_2O =	3.64	5.70	3.65	3.72
$H_2\ O$ =	0.77	1.60		1,93
	100.05	99.99	99.68	101.37

Une comparaison analogue faite avec les protogines des Alpes Bernoises, et avec celles du Pelvoux, nous montre en revanche que la protogine du Mont-Blanc est moins acide que ces dernières, qui paraissent par leur composition se rapprocher davantage des granulites massives des auteurs français.

	N° V	VI	VII	VIII
$Si\ O_2$	76.40	76.28	76.52	74.40
$Al_2\ O_3$	13.48	13.19	13.31	13.91
$Fe\ O$	1.30	1.23	1.44	1.25
$Ca\ O$	1.28	0.88	0.65	0.61
$Mg\ O$	0.32	0.48	0.50	0.28
$K_2\ O$	4.59	4.32	3.83	4.36
Na_2O	3.93	4.18	3.43	4.65
Perte.	0.51	0.51	0.84	0.65
	101.81	101.07	100.52	100.11

N° I. Moyenne des analyses de la protogine du Mont-Blanc.
N° II. Moyenne des analyses du granit de Beaufort (Duparc et Ritter).
N° III. Granit de Valorsine (Duparc).
N° IV. Granit de Gasteren (id.).
N° V. Protogine Bietschorn (id.).
N° VI. Protogine Aletschorn (id.).
N° VII. Protogine de la Rosière (id.).

N° VIII. Moyenne des cinq analyses de la protogine du Pelvoux (Termier)[1].

Si on compare maintenant les moyennes obtenues en prenant d'une part les types franchement granitiques, de l'autre les types gneissiques et pegmatoïdes on arrive aux résultats suivants :

		Type « granitique. »	Type gneissique pegmatoïde, etc.
$Si\ O_2$	=	72.88	70.49
$Al_2\ O_3$	=	13.87	15.37
$Fe\ O$	=	2.29	2.54
$Ca\ O$	=	1.43	1.54
$Mg\ O$	=	0.36	0.52
$K_2\ O$	=	4.85	5.17
Na_2O	=	3.51	3.78
Perte au feu	=	0.59	0.95
		99.78	100.36

Il semble donc y avoir une différence systématique entre ces deux types le second étant moins acide que le premier.

Les oscillations que l'on observe dans l'acidité de la protogine du Mont-Blanc, ne proviennent généralement pas de la plus ou moins grande abondance de l'élément noir. Les quantités relatives d'Oxyde ferreux et de Magnésie montrent en effet que à l'*exception de certaines variétés gneissiques*, la protogine est plutôt pauvre en mica ; on rencontre d'ailleurs des protogines relativement micacées qui sont très acides et vice-versa. Les variations dans l'acidité paraissent bien plus dépendre directement de la quantité de quartz, comme aussi de la nature des feldspaths.

La chaux semble être plus abondante dans la protogine du Mont-Blanc que dans ses congénères des Alpes Bernoises et du Pelvoux. Elle est cependant en faible quantité ; ce fait est bien conforme à ce que nous a montré le microscope. Nous avons vu en effet que les plagioclases sont toujours acides et compris entre une Albite probablement très légèrement calcifère et un oligoclase toujours acide.

Il faut également remarquer que la chaux ne provient point exclusivement

[1] Termier, liste N° 72.

du Feldspath ; l'Epidote est souvent abondante, et elle n'est certainement pas toujours le résultat de la décomposition des plagioclases. Quant au rapport de la soude à la potasse, il est variable comme nous l'avons vu ; mais en principe, la protogine du Mont-Blanc est toujours une roche où la soude est abondante et peut souvent égaler la potasse en quantité. Or, comme à quelques exceptions près le Plagioclase est inférieur à l'Orthose, notamment dans les types pegmatoïdes, une partie de la soude doit évidemment être attribuée à l'Orthose qui devient sodifère et passe à l'Anorthose.

On trouve pour le coefficient d'acidité le chiffre 3.9, et pour la formule magmatique les rapports que voici :

$$S_iO_2\ 5.5\ R_2O_3\ 1.11\ RO \qquad R_2O : RO = 2 \qquad Na_2O : K_2O = 0,73$$

Un fait à enregistrer, c'est les variations quantitatives que subissent les divers éléments chimiques de la protogine. Si à la vérité ceux-ci sont plus ou moins liés les uns aux autres et si par exemple une certaine quantité de Silice fait prévoir dans une certaine mesure le pourcentage des autres éléments, il y a cependant des différences curieuses.

Ainsi la protogine gneissique du Col du Chardonnet pour 69,95 °/₀ de SiO_2 renferme 1.27 °/₀ de CaO et 1.20 de MgO ; tandis que le type granitique de Planereuse par contre pour 70 °/₀ de Silice renferme 1.08 de CaO et seulement 0.40 de magnésie.

Or un magma granitique analogue à celui qui a donné naissance à la protogine doit cependant posséder une assez grande homogénéité originelle, et les variations observées ne peuvent, à notre avis, être interprétées que par une modification plus ou moins locale et partielle de cette homogénéité.

Dans les chapitres qui suivront, nous tâcherons de démontrer qu'il en a bien été ainsi et que les variations observées résultent de l'action de la couverture cristalline sur la roche de profondeur.

§ 4. *Le contact de la protogine avec les schistes.*

Le contact de la protogine avec les schistes est des plus intéressants. Il est d'ailleurs assez difficile de trouver des échantillons au contact même quand celui-ci est filonien ; nous avons eu cependant la chance d'avoir un fragment de ce contact,

qui provenait de l'Aiguille du Charmoz. La protogine y est plutôt à grain fin, le schiste de couleur verdâtre est fortement micacé.

SLM. N° 49. Les traits caractéristiques du contact filonien, tels qu'on peut les observer sur le terrain, se reproduisent exactement avec les mêmes détails; la protogine prend un caractère spécial.

La Biotite s'y présente en lamelles verdies très polychroïques, pauvres en inclusions et fréquemment accompagnées de Muscovite.

Le Plagioclase est abondant, la variété se rattache ici à l'Oligoclase normal. L'Orthose et l'Anorthose se développent comme d'habitude ; quant au Quartz, il se présente entièrement sous la forme grenue et sa dimension contraste avec celle des autres éléments précités qui sont en quelque sorte noyés dans une pâte quartzeuse, largement cristallisée.

Le Micaschiste est composé d'une association de petites lamelles de mica verdi avec des grains de Quartz et d'Epidote ; le tout affectant une structure parallèle parfaite. Le contact direct avec le schiste et la protogine se fait par une zone dentelée et l'on voit nettement par places la Protogine lancer latéralement dans le schiste des petites apophyses en donnant naissance à une véritable injection quartzeuse et en développant localement dans le schiste les éléments du granit. L'analyse suivante faite sur le schiste du contact a donné les résultats que voici :

Analyse du schiste.

$Si\ O_2$	=	59.30
$Al_2\ O_3$	=	19.20
$Fe\ O$	=	7.29
$Ca\ O$	=	3.05
$Mg\ O$	=	2.51
$K_2\ O$	=	2.39
Na_2O	=	6.83
Perte au feu	=	0.68
		101.25

CHAPITRE VI.

LES ENCLAVES DANS LA PROTOGINE.

§ 1. Opinion des auteurs sur les enclaves. — § 2. Les enclaves fragmentaires. — § 3. Structure microscopique des enclaves fragmentaires. — § 4. Composition chimique et analyses. — § 5. Caractère des enclaves fragmentaires.

§ 1. *Opinions des auteurs sur les enclaves.*

Favre[1], le premier, dans ses minutieuses recherches sur le massif du Mont-Blanc, remarquait que la protogine empâtait souvent des fragments de gneiss. Cependant, reconnaissant d'autre part l'analogie entre certains de ces englobements et le porphyre gris-cendré de la base du Montanvers, il les considère comme des variétés de protogine.

Gerlach[2] mentionne aussi ces fragments étrangers et s'exprime à leur égard de la manière suivante :

« Bemerkenswerth sind die dunkelgrünlich grauen fein körnigen Flecke oder « Auscheidungen welche sehr häufig sowohl in den Protogingneissen als auch in « den Protogingranit zum Vorschein kommen, und oft eine grösse von 2-3 Füsse « erreichen. Auch in diesen dunkel fein körnigen Massen, treten grössere Feldspath « Kristalle auf. »

Il est intéressant de constater ici que Gerlach considérait ces fragments comme le résultat d'une ségrégation plus basique au sein de la protogine.

M. Michel-Lévy[3], dans son travail sur les roches éruptives du Mont-Blanc a repris cette question et a rattaché les dits fragments à des débris de la couverture cristalline, incomplètement résorbés par la roche de profondeur. Nous-mêmes, à cette époque arrivions d'une manière indépendante à des conclusions analogues.

Depuis lors, nous avons multiplié nos recherches sur ces enclaves dont la connaissance exacte est très importante pour la discussion des questions qui se ratta-

[1] Favre. Liste bibliographique, N° 18.
[2] Gerlach. id. N° 21.
[3] Michel-Lévy. id. N° 34.

chent à la genèse des roches de profondeur et avons pu établir leur nature véritable, ainsi que le rôle qu'elles jouent dans les différents types de protogine [1].

Il faut tout d'abord distinguer deux sortes d'enclaves : celles qui sont fragmentaires et celles qui, beaucoup plus grandes, forment des bancs rocheux entiers, voire même de véritables synclinaux pincés et englobés dans la protogine.

§ 2. *Les enclaves fragmentaires.*

Quiconque a parcouru le massif du Mont-Blanc dans son intérieur, a été frappé du fait que sur certaines parois abruptes, la protogine paraît criblée de taches plus ou moins nombreuses, de dimensions variables.

La même observation peut être faite pour la plupart des blocs charriés par les divers glaciers, l'on peut y voir que rien n'est plus variable que la forme de ces enclaves. Les unes sont des blocs anguleux, généralement aplatis et allongés, dont la structure très schisteuse contraste nettement avec celle de la protogine. Les autres par contre, sont arrondies comme des galets, elles paraissent compactes et homogènes et on n'y voit trace de schistosite ; cependant elles se laissent facilement séparer par le choc et montrent alors des surfaces planes à éclat soyeux, différent de celui qu'on observe sur la protogine. Fragments schisteux et enclaves arrondies se détachent souvent de la protogine qui les entoure et forment ces cailloux noirâtres que l'on observe sur certaines moraines ou encore au bas des pierriers.

Le volume de ces enclaves est fort variable ; quelques-unes forment des blocs énormes, c'est d'ailleurs l'exception.

En général elles ne dépassent pas cinquante à quatre-vingt centimètres de diamètre et dans la très grande majorité des cas elles sont beaucoup plus petites. Parfois même elles sont si petites qu'elles se résolvent en amas micacés qui communiquent à la protogine un mouchetage particulier.

Quelquefois dans le voisinage immédiat de ces enclaves, on peut voir dans la roche granitique des bandes de mica plus ou moins concentriques qui les entourent, entre lesquelles les éléments de la protogine ont cristallisé. Au contact immédiat l'enclave est souvent enveloppée d'un mince revêtement micacé, de couleur verdâtre

[1] L. Duparc et L. Mrazec. Liste bibliographique. N° 36.

et d'épaisseur variable, ne dépassant cependant pas quelques millimètres, qui reste adhérent à la protogine quand on détache le fragment.

D'autres fois au contact de celui-ci avec la protogine, il se développe une zone quartzeuse de deux à trois millimètres d'épaisseur.

Ces enclaves ne se rencontrent pas avec la même abondance dans les divers types de protogine. Elles sont fréquentes dans le type gneissique et pegmatoïde, elles sont plus rares et peuvent même manquer dans le type granitique.

En général elles abondent près du contact avec la couverture cristalline.

Dans le type gneissique, les enclaves sont d'habitude anguleuses et schisteuses et orientées souvent parallèlement ; l'impression produite est alors celle d'une roche schisteuse disloquée et pénétrée par le granit. Dans les variétés pegmatoïdes ou glandulaires par contre, les enclaves sont arrondies et souvent entourées de traînées filamenteuses d'élément micacé, qui paraissent provenir de la résorption partielle du fragment, accompagnée d'un rebrassement dans le magma visqueux.

Ces traînées sont d'ailleurs absolument indépendantes de la schistosité que peut conserver la roche ; rien n'est plus caractéristique que ce genre de phénomène que l'on peut observer si bien au haut du Col des Grands-Montets, au Jardin d'Argentières, au Col du Chardonnet, etc., etc.

Les enclaves de grande dimension se rencontrent principalement au Col des Chamois. Dans l'intérieur les enclaves sont souvent finement grenues et montrent par-ci par-là un ou deux grands cristaux de quartz bipyramidé ; d'autres fois ce sont des grosses glandules feldspathiques qui s'y développent. Elles sont alors tantôt disposées parallèlement, tantôt dispersées dans tous les sens et communiquent à certaines variétés un aspect porphyrique.

§ 3. *Structure microscopique des enclaves fragmentaires.*

La structure microscopique de ces enclaves est intéressante.

Les types très schisteux et verdâtres sont essentiellement formés de Biotite et d'Épidote, auxquelles se joint un peu de quartz et de Feldspath. La Biotite est rigoureusement à un axe ; son polychroïsme est intense, $ng=$ vert brunâtre foncé, $np=$ brun jaunâtre très pâle. Elle renferme quelques petites inclusions d'Apatite, du Zircon toujours rare et quelques aiguilles de Sagénite. L'Épidote presque aussi abondante que le Mica se présente en aiguilles et en petits grains. La Magnétite

s'associe toujours aux éléments précités, elle est d'habitude entourée d'une couronne de Sphène caractère que nous retrouvons dans bon nombre de roches du manteau cristallin. La structure est toujours nettement parallèle, les petits grains de quartz et de Feldspaths remplissent les interstices laissés vides entre le Mica et l'Épidote.

Les enclaves schisteuses passent graduellement aux variétés plus compactes dans lesquelles la Biotite, beaucoup moins abondante, garde encore une orientation parallèle ; mais le canevas principal est alors formé par des éléments Feldspathiques notamment par de l'Orthose, criblé d'inclusions et fortement séricitisé. On y trouve aussi du Sphène, de la Magnétite, de l'Allanite, de l'Apatite et parfois des jolis zircons terminés mesurant jusqu'à 0,1 mm., ainsi que des petites lentilles formées par la réunion de quelques grains de quartz polyédrique.

Puis des variétés compactes on passe à celles dans lesquelles se développent les glandules dont nous avons parlé.

Celles-ci sont assez variées. Elles sont parfois composées d'un seul grand cristal d'Orthose ou de Microcline, à structure microperthitique, qui empâte alors soit une lamelle de Biotite, soit quelques cristaux plus petits d'un plagioclase généralement acide, soit encore quelques petits grains de quartz. Ces grands cristaux sont souvent mâclés selon la loi de Karlsbad, ils sont fréquemment fissurés puis ressoudés par du quartz secondaire.

D'autrefois les lentilles sont formées par une véritable pegmatite de quartz cunéiforme avec de l'Orthose et des Plagioclases acides, ou encore par un assemblage granitoïde des divers éléments de la protogine. On trouve enfin de ces glandules formées exclusivement par du quartz grenu, ou par une plage feldspathique ou quartzeuse, entourée d'une multitude de grains de quartz granulitique.

Ces glandules ou lentilles sont allongées, leur grand axe coïncide sensiblement avec le sens de la schistosite. Elles peuvent se développer en grande abondance et souvent une glandule feldspathique alterne avec une glandule quartzeuse, l'enclave prend alors l'aspect d'un gneiss œillé. Il est à remarquer d'ailleurs que selon les échantillons, il y a tantôt prédominance des glandules feldspathiques, tantôt des glandules quartzeuses; quant aux feldspaths ils sont toujours remarquablement acides. Le quartz grenu peut d'ailleurs imprégner complètement l'enclave et s'y développer partout ; il y forme non seulement les lentilles minuscules dont nous avons parlé plus haut, mais encore des rangées de grains alignés en chapelet, qui se faufilent entre les lamelles de mica.

L'Amphibole si fréquente dans les enclaves des granulites filoniennes paraît beaucoup plus rare dans celles de la protogine. Elle s'y rencontre cependant en débris fibreux, d'un vert grisâtre et d'un polychroïsme faible $ng=$ vert pâle $np=$ vert jaunâtre très pale. Sur g^1 (010) l'extinction se fait à 20°. Bisectrice aiguë et biréfringence normales. L'angle des axes est plutôt petit. Quelquefois l'amphibole est assez abondante, elle se présente alors en petites aiguilles mesurant au plus 0.025 mm., souvent décolorées sur les bords et mâclés selon $h^1=100$.

Chez les enclaves très compactes et d'aspect porphyroïde, il est très difficile de retrouver des traces de la structure primitive. Toute la masse est complètement pénétrée par les éléments du granit qui y cristallisent dans tous les sens ; l'enclave ne se distingne guère dans ce cas de la protogine qui l'environne, si ce n'est par l'abondance du mica et par le développement du sphène.

Le contact immédiat de l'enclave avec la protogine offre de l'intérêt. On observe d'habitude qu'il est formé par un cordon de grosses lamelles de Biotite, qui établit la séparation entre les deux roches. Cette Biotite toujours très fraîche, renferme de nombreuses inclusions des minéraux habituels et particulièrement de Magnétite, de Sphène et d'Allanite.

Par places ce cordon micacé est rompu et les éléments de la protogine pénètrent dans l'intérieur de l'enclave où ils cristallisent. Ce contact peut revêtir aussi d'autres formes. Souvent il n'est point franc, il y a alors passage graduel et on voit se développer des grands cristaux feldspathiques notamment des plagioclases, qui empâtent complètement les éléments de l'enclave schisteuse au sein de laquelle ils se sont produits. Toute la bordure du contact est jalonnée par des plagioclases semblables criblés d'inclusions de paillettes de Biotite, de Séricite et de grains d'Épidote. Quelquefois, autour de ces feldspaths on trouve des couronnes plus ou moins complètes formées par des lames de Biotite.

Après ce qui vient d'être dit, il paraît inutile d'entrer dans la description monographique des enclaves que nous avons étudiées, d'autant plus que dans les enclaves en bancs puissants nous retrouverons des types analogues. Il était toutefois intéressant de procéder à l'analyse d'une de ces enclaves fragmentaires et d'en comparer la composition chimique avec celle de la Protogine. Favre a déjà donné deux analyses incomplètes de ces enclaves ; nous avons complété ces résultats ; et analysé la protogine même dans laquelle se trouvait l'enclave. Celle-ci, N° 450 est

riche en Biotite avec les inclusions habituelles ; elle renferme de l'Allanite, peu de Plagioclase de nature albitique, puis beaucoup d'Orthose et de Microcline, ainsi que du quartz.

Analyses des Enclaves fragmentaires.

		N° I.	*N° II.*	*N° III*	*N° IV.*
SiO_2	=	64.00	61.00	61.27	72.35
Al_2O_3	=	18.00	18.5	16.35	13.44
Fe_2O_3	=	non dosé	id.	3.02	0.01
FeO	=			6.00	2.30
MnO	=			0.48	traces.
CaO	=	4.00	4.2	3.57	1.65
MgO	=			1.69	0.65
K_2O	=	14.00	14.5	7.26	5.18
Na_2O	=			1.94	3.78
Perte au feu	=			0.45	0.58
				102.03	99.94

N° I } Enclaves provenant d'un bloc erratique de Pers-Jussy.
N° II } Analyses de Delafontaine : *in* Favre *loc. cit.*
N° III } Enclave provenant d'un bloc erratique du Mont-Gosse.
N° IV } Protogine du dit bloc. Analyses par L. Duparc et L. Mrazec.

Le tableau qui précède montre qu'il n'y a pas d'analogie chimiquement parlant entre la protogine et l'enclave.

Les différences observées dans la composition portent principalement sur la chaux et les oxydes de fer et d'alumine, puis aussi sur la forte prédominance de la potasse sur la soude. Nous avons cependant cherché à reproduire la composition chimique observée pour les enclaves, en ajoutant au mica noir analysé par Delesse, du quartz, de l'Orthose et du Plagioclase acide, dans les proportions selon lesquelles ces divers minéraux se développent dans la protogine.

Ces essais n'ont pas abouti, l'alumine et les alcalis sont impossibles à raccorder.

La véritable nature des enclaves nous paraît ressortir nettement de l'exposé qui précède. Elles apparaissent non comme des ségrégations plus basiques en divers

points de la roche de profondeur, mais bien au contraire comme des fragments arrachés de la couverture cristalline par la protogine et en partie résorbés puis modifiés par elle.

Cette opinion est basée sur les observations suivantes :

1° Sur la manière d'être de ces enclaves vis-à-vis de la protogine. Nous avons montré en effet qu'elles présentent toutes les formes possibles depuis celle de roches compactes, jusqu'à celle de fragments schisteux qui sont à l'évidence des débris de roches cristallines.

2° Sur le fait que la fréquence ou la rareté des enclaves est liée à la question du faciès de la protogine. Nous avons vu en effet que les enclaves très abondantes dans les variétés gneissiques ou pegmatoïdes, sont plus rares et toujours beaucoup plus fortement métamorphosées dans les variétés granitiques où elles peuvent même manquer.

3° Sur l'examen de la structure microscopique des enclaves enfin, qui dans les variétés peu modifiées, correspond nettement à celle de certaines roches cristallines du Massif du Mont-Blanc. Cette structure primitive est d'ailleurs fréquemment masquée par l'apport nouveau des éléments du granit qui cristallisent dans l'intérieur de ces enclaves en donnant naissance aux variétés que nous avons décrites.

4° La composition chimique des enclaves enfin confirme ce qui vient d'être dit et montre l'individualité pétrographique de ces fragments étrangers.

Nous allons voir que l'étude des bancs cristallins et schisteux enfermés dans la protogine et souvent moins métamorphosés que les enclaves, viendra corroborer les conclusions qui précédent.

CHAPITRE VII

LES BANCS CRISTALLINS INCLUS DANS LA PROTOGINE.

§ 1. Considérations générales. — § 2. Intercalations du Col des Grands-Montets. — § 3. Les inclusions schisteuses de la Noire. — § 4. Inclusions dans la Tour-Ronde. — § 5. Les intercalations schisteuses du Col du Géant. — § 6. Inclusions dans l'Aiguille du Tacul. — § 7. Inclusions dans l'Aiguille du Moine. — § 8. Intercalations schisteuses dans l'Aiguille d'Orny. — § 9. Résumé relatif aux bancs schisteux.

§ 1. *Considérations générales.*

En dehors des enclaves fragmentaires, il existe dans la protogine de véritables bancs schisteux enfermés dans celle-ci. Ces bancs sont d'aspect et de nature pétrographique très variables, ils passent souvent latéralement à la protogine par l'intermédiaire de variétés gneissiques, ils mesurent parfois à peine un mètre d'épaisseur, souvent par contre ils sont beaucoup plus puissants et peuvent même former de véritables synclinaux locaux, isolés complètement dans le granit.

Ces intercalations schisteuses sont beaucoup plus fréquentes qu'on ne l'a soupçonné jusqu'ici et ce serait faire erreur que d'assimiler le Massif du Mont-Blanc à un culot compact de protogine. Elles jouent d'ailleurs un rôle important dans le développement du modelé de celui-ci ; moins résistantes que la protogine ces roches s'érodent facilement, en donnant naissance à des cols et à des dépressions.

Ces intercalations se développent en les points les plus divers du massif. Au Col des Grands-Montets par exemple, l'arête et le couloir neigeux qui forment la rive gauche du Glacier des Grands-Montets sont formés par des schistes micacés, disposés en synclinal, comme on peut parfaitement le vérifier par le plongement des couches. Des intercalations schisteuses plus ou moins puissantes s'observent aussi dans la Dent du Requin, l'Aiguille du Tacul, l'Aiguille du Moine, au Couvercle, au Grand-Rognon, dans l'Aiguille Verte, l'Aiguille du Chardonnet, puis à la Pointe d'Orny ; beaucoup de ces bancs ne doivent d'ailleurs être considérés que comme des enclaves gigantesques.

On trouve aussi des bancs schisteux à la Tour-Ronde, à la Noire, à l'Aiguille de l'Éboulement, puis tout particulièrement sur la coupe du Col du Géant, qui nous

montre les alternances les plus curieuses de bancs de protogine pegmatoïde et gneissique avec des véritables schistes cristallins.

Il faut remarquer qu'en général ces bancs schisteux se rencontrent presque toujours dans les types gneissiques ou pegmatoïdes de la protogine à laquelle ils passent latéralement fort souvent.

Vu la diversité des types pétrographiques que l'on rencontre parmi ces bancs inclus, et vu l'intérêt qu'ils présentent, nous les étudierons séparément en procédant par régions.

§ 2. *Intercalations du Col des Grands-Montets.*

Le couloir qui se trouve sur la rive gauche du Glacier des Montets, ainsi que l'arête qui surplombe le Glacier du Nant-Blanc, sont nettement formés par des schistes cristallins, qui plongent d'abord au Sud-Est et qui près du sommet de l'arête plongent au Nord-Ouest, en formant ainsi un synclinal complètement enclavé dans la protogine, dont la largeur est de quelques centaines de mètres. Ces schistes ne se distinguent en rien de ceux qui au Montanvers forment le soubassement cristallin du massif. Les premières couches près du contact avec la protogine sont fortement granulitisées et traversées par de nombreuses apophyses granulitiques. Un peu plus haut, la roche est moins fortement injectée. N° 87. SLM. La roche est formée de très petits grains de quartz, associés à des lamelles d'une biotite brune et polychroïque, à un peu de magnétite de Zircon et d'Épidote. Le voisinage du granit développe dans le schiste une multitude de lentilles allongées et parallèles, formées par du quartz grenu. Par places seulement il se forme quelques cristaux d'Orthose et surtout d'un plagioclase albitique indéterminable. C'est en somme un micaschiste granulitisé avec développement prépondérant du quartz.

Au centre même du synclinal (N° 89), ces schistes sont de couleur foncée. SLM. ils sont fortement altérés et composés en majeure partie d'un agrégat de Zoïsite de quartz et de séricite, avec développement de quartz granulitique.

Les derniers rochers schisteux qui plongent au Nord-Ouest (N° 90) sont très semblables au N° 87, on y trouve des petites lamelles de Biotite, associées à du quartz, un peu de Magnétite et de Sphène puis de l'Épidote. Il est complètement imprégné de quartz, l'Orthose et l'Oligoclase acide s'y développent également en plages isolées.

FIG. 21.

L'Aiguille du Dru et Col des Grands Montets. Les rochers qui supportent le glacier du Mont-Blanc contiennent une grande enclave schisteuse.

Cliché de J. Vallot, N° 152.

FIG. 22.

Aiguille du Géant, Mont-Mallet et la Noire vus du glacier du Géant. A gauche on voit les enclaves schisteuses dans la protogine.

Cliché de J. Vallot, N° 217.

En somme, l'enclave des Grands-Montets peut être considérée comme un petit synclinal local, formé par des schistes cristallins analogues à ceux qui flanquent la protogine, modifiés à des degrés divers par celle-ci. On trouve même dans les schistes du Col des Grands-Montets des bancs d'Amphibolites dont nous donnerons la description au chapitre concernant les Amphibolites.

§ 3. *Les inclusions schisteuses de la Noire.*

La Noire est formée par de la protogine, toutefois les moraines qui en descendent renferment de nombreux fragments schisteux. En effet, sur le flanc ouest, l'arête qui va de la Noire à l'Aiguille du Géant est en protogine ; cependant une roche schisteuse, ayant un mètre d'épaisseur environ, s'observe sur le flanc Ouest de l'arête.

Sur le versant Nord de la même aiguille, les moraines renferment de nombreux fragments schisteux, et vers les deux tiers de la hauteur on voit en effet deux bancs de schiste inclus dans la Protogine. Ces bancs ont quelques mètres d'épaisseur au plus. C'est de là que proviennent les débris charriés par les moraines.

Ces différents bancs inclus n'ont point tous la même structure microscopique, comme on le verra dans les descriptions suivantes :

N° JV. 183. *Roche provenant du flanc ouest de l'Aiguille.*

A l'œil nu, la roche est grisâtre, d'aspect satiné et sériciteux.

SLM. La roche est formée d'un agrégat très fin de petits grains de quartz et de petites lamelles d'une Biotite verdâtre avec un peu de sphène, puis du mica blanc en belles lamelles. L'agrégat est compact et fort semblable à certains schistes cornés. Par places la roche est granulitisée, on y rencontre quelques grains de quartz granulitique, localisé sur certains points.

La roche renferme aussi un peu de magnétite.

N° JV. 224. *Schistes inclus en bancs sur le versant Nord.*

A l'œil nu, la roche est grisâtre, quartzeuse et séricitique.

SLM. La roche est constituée par un mélange de quartz très fin et flou ; de petites paillettes de séricite et de substances ocreuses. Par places se développent quelques lentilles de quartz grenu et plus rarement quelques cristaux-plages d'Orthose et d'Anorthose. Dans toute la masse on trouve encore des petites lamelles d'un mica vert, polychroïque dans les tons vert brunâtre ; puis quelques rares grains de Zircon et un peu de Magnétite.

Cette roche est encore très analogue à certaines variétés de schistes cornés.

N° JV. 227. *Schiste provenant de la moraine.*

L'échantillon est de couleur noirâtre, très compact, un peu satiné.

SLM. Le canevas de la roche est séricitique. La séricite en paillettes et en traînées s'y associe à des jolies lamelles de mica brun, très polychroïque dans les tons brunâtres, puis à un peu de Sphène et de Magnétite.

Dans les interstices du canevas on trouve du Quartz en grains irréguliers assez abondants ; peu d'Orthose, puis quelques grains de Calcite.

En résumé, les inclusions de la Noire sont formées par des roches cristallines, nettement distinctes de la protogine, qui paraissent même appartenir au niveau supérieur des schistes cristallins.

§ 4. *Inclusions de la Tour-Ronde.*

Du sommet de la Tour-Ronde qui surplombe le Glacier de Brenva, descend une arête qui se prolonge par le Mont de la Brenva en formant la rive gauche du Glacier de ce nom. L'arête elle-même est formée par une belle protogine pegmatoïde semblable à celle du Col du Géant, qui renferme un certain nombre d'intercalations schisteuses.

On en rencontre d'abord quelques-uns près du sommet du Mont de la Brenva ; puis aussi deux bancs plus importants dont le premier d'une épaisseur de 50 mètres est visible en suivant le versant ouest de l'arête ; tandis que le second, d'une vingtaine de mètres, est situé un peu plus haut, au dessous du pic terminal, qui, lui, est en protogine. Ces bancs schisteux paraissent d'ailleurs en relation avec ceux que l'on rencontre au Col du Géant et dont il sera question plus loin.

N° JV. 172. Au sommet du Mont de Brenva ; pied de l'arête de la Tour-Ronde.

A l'œil nu la roche paraît être un schiste séricitique grisâtre.

SLM. Le schiste est très semblable à ceux de la Noire, et formé comme ces derniers d'une réunion de Quartz flou, de Séricite, de Magnétite avec couronnes de Leucoxène, et de petites lamelles de Biotite brune ; le tout imprégné de Quartz polyédrique accompagné de quelques cristaux d'Orthose. Par places, un peu de Calcite.

N° JV. 176 et 177. Banc schisteux du versant ouest de l'arête.

Ce sont des roches d'aspect talqueux ou séricitique, qui présentent quelques cristaux saillants de Feldspaths.

SLM. Elles sont formées principalement par de la Chlorite verte, de couleur très pâle, sans polychroïsme appréciable, disposée en paillettes groupées sans ordre ou bien en houppes d'une très faible biréfringence. A la chlorite s'ajoutent des lamelles de séricite et d'une Biotite brunâtre polychroïque, puis beaucoup de Sphène en petits grains informes et grisâtres et enfin du quartz mal individualisé et local qui affecte une disposition parallèle.

On trouve également dans la roche quelques cristaux bipyramidés de Zircon, puis beaucoup de feldspaths, Orthose et Plagioclase criblés d'inclusions (la détermination exacte des plagioclases est d'ailleurs impossible vu leur état, sur quelques mâcles assez bien conservées, les extinctions rapportent la variété à de l'oligoclase) enfin du Quartz et quelques grandes lamelles de Mica blanc.

Par places, la Chlorite constitue un véritable réseau dentelliforme dans lequel les feldspaths paraissent avoir cristallisé, les paillettes de séricite et de chlorite jointes à du quartz s'insèrent alors en couronne autour de ces derniers comme on le voit dans certains schistes métamorphiques recristallisés. Les feldspaths eux-mêmes renferment des inclusions noirâtres et opaques, puis aussi de l'Apatite.

§ 5. *Les intercalations schisteuses du Col du Géant.*

Dans nos publications antérieures, nous avons déjà à plusieurs reprises attiré l'attention sur le fait que, dans le profil du Col du Géant, des intercalations schisteuses alternent avec des Protogines de divers types ; nous avons insisté également sur l'importance de cette observation pour la théorie de la genèse du Massif du Mont-Blanc.

Les profils que nous avons publiés ont été mis en doute par M. Graeff, qui d'ailleurs n'avait point été sur les lieux et qu'une connaissance plus approfondie du Massif du Mont-Blanc aurait sans doute rendu plus circonspect. Nous donnerons ici une description détaillée de la coupe du Col du Géant, afin de mettre à même les géologues intéressés de pouvoir la vérifier in-extenso.

Le rocher sur lequel est bâtie la cabane du Col du Géant est formé par une protogine pegmatoïde, très éprouvée par les actions dynamiques, qui passe latéralement au gneiss.

En descendant l'arête du Col, on arrive de suite sur des schistes d'aspect sériciteux, avec nodules feldspathiques. Ceux-ci passent bientôt à des variétés plus gneissiques, pour retourner ensuite à des types moins feldspathiques. A mi-hauteur de l'arête on trouve une protogine qui présente l'aspect de celle des Grandes-Aiguilles et qui près de la base de l'arête est franchement granitique avec quelques rares intercalations gneissiques.

Un puissant filon de granulite perce cette protogine, c'est celui qui se continue au Mont de Jétoula. A la Porte du Col, on trouve encore le même type granitique, avec des intercalations schisteuses au bas de la Porte du Col ainsi que des filons de granulite. Ce type granitique se poursuit jusqu'au Mont-Fréty, où apparaissent alors des schistes plus ou moins gneissiques, suivis immédiatement par un grès probablement carbonifère et par les schistes noirs du Lias qui plongent nettement sous le massif.

En résumé comme on le voit, il y a trois intercalations gneissiques et schisteuses principales suivies d'inclusions secondaires.

Nous ne décrirons point ici les différentes protogines de la coupe du Col du Géant, on en trouvera en partie la description dans la monographie consacrée à la protogine.

Nous nous bornons cependant à dire que partout où la protogine passe au type gneissique, le quartz grenu devient abondant, alors la roche renferme souvent des parties encore discernables d'un schiste primitif. Quant aux intercalations schisteuses elles sont assez semblables.

N° 779. *Arête du Col du Géant.*

A l'œil nu, la roche ressemble à un micaschiste feldspathisé d'un type absolument banal.

SLM. Elle est formée en majorité par une multitude de petits grains de quartz à contour flou, associés à des petites paillettes d'un mica noir peu polychroïque, de la séricite et un peu de Sphène. La granulitisation y développe quelques jolis cristaux de Zircon, un peu d'Orthose, de Microcline et d'Albite, puis principalement du quartz granulitique disposé en lentilles.

C'est en somme un micaschiste, d'origine plus ou moins détritique, modifié par la protogine. La composition chimique est la suivante :

Analyse :

SiO_2	=	71.79
Al_2O_3	=	16.27
FeO	=	2.71
CaO	=	0.41
MgO	=	1.51
K_2O	=	3.13
Na_2O	=	3.52
Perte au feu	=	1.07
		100.41

N° 784. *Roche gneissique près de la base du Col du Géant.*

Roche nettement schisteuse, dans laquelle des lits micacés alternent avec des lits de quartzo-feldspathiques.

SLM. Cet échantillon ressemble beaucoup au précédent, comme lui, il est formé par du quartz flou très fin, de la Séricite, de la Biotite verte, un peu de Sphène, d'Hématite. et quelques gros grains d'Épidote. La granulitisation y est encore plus forte et y développe de nombreuses lentilles de quartz grenu à forme polyédrique dont la dimension des grains contraste avec celle du quartz flou qui constitue en grande partie cette roche. On trouve aussi quelques glandules d'Orthose, de Microcline et d'Albite, mais l'injection est ici principalement quartzeuse.

N° 788. *Au bas de la Porte du Col du Géant.*

Échantillon analogue aux précédents; mais paraissant plus détritique.

SLM. Les éléments constituants sont encore ici le quartz flou de très petite dimension, la Séricite et un peu de Magnétite. La Séricite forme des traînées parallèles. Partout le quartz grenu imprègne la masse, il est accompagné de quelques grains d'Orthose criblés d'inclusions.

N° 791. *Au Mont-Fréty.*

A l'œil nu, la roche paraît être un véritable micaschiste.

SLM. Elle est identique à la précédente et le fond reste toujours le même, mais l'apport dû à la protogine est plus considérable. Toute la masse est imprégnée de quartz grenu et on ne trouve plus que localement dans la coupe des régions

qui montrent la structure primitive de la roche. Quelques cristaux d'Orthose s'y développent également. La Calcite n'y est point rare.

On voit donc qu'au Col du Géant, les intercalations schisteuses comme à la Noire, sont dues à des roches cristallines plus ou moins détritiques, modifiées à des degrés divers par la Protogine.

§ 6. *Inclusions dans l'Aiguille du Tacul.*

L'aiguille du Tacul nous montre aussi plusieurs intercalations schisteuses particulièrement intéressantes dans l'arête située au Sud-Ouest du pic, arête qui encaisse à l'Ouest l'extrémité du Glacier des Périades. Celle-ci est terminée par une pointe qui est en protogine, mais entre elle et l'Aiguille du Tacul même, on rencontre plusieurs bancs schisteux intercalés. Ils sont verdâtres, d'aspect talqueux ou séricitique.

Le couloir qui sépare l'Aiguille du Tacul des Périades présente également des inclusions analogues. Enfin à la base même de l'Aiguille du Tacul, au-dessus de l'ancien lac aujourd'hui desséché, on trouve un promontoire rocheux formé par une protogine gneissique dans laquelle on rencontre encore quelques intercalations plus schisteuses. L'Aiguille de Tacul paraît donc être très riche en inclusions ; il est bon d'ajouter que la protogine y prend généralement un faciès gneissique plus ou moins prononcé.

N° 313. J. V. *Dans l'arête qui domine le glacier des Périades.*

La roche très compacte et schisteuse est de couleur verdâtre.

SLM. La structure et la composition répond à celle d'un schiste à séricite typique.

La Séricite forme l'élément prédominant. Elle se présente en paillettes de dimensions inégales, les unes très petites, d'autres largement développées le tout formant un tissu serré.

Cette séricite est très légèrement brunâtre, à peine polychroïque. L'extinction se fait rigoureusement parallèlement à la trace du clivage p= 001 la biréfringence ng-np= 0,037, la bissectrice est négative np, l'angle des axes est presque égal à O. Cette séricite est mêlée à un peu d'hématite en tout petits grains ; puis localement à du quartz flou qui s'oriente parallèlement avec les lamelles. Des plages informes de quartz criblées de petites inclusions opaques ainsi que quelques cristaux d'Orthose se rencontrent clairsemés dans la roche. La composition chimique de cet échantillon est la suivante :

Analyse :

SiO_2	=	53.18
Al_2O_3 = Fe_2O_3	=	25.15
CaO	=	1.19
MgO	=	9.75
K_2O	=	5.36
Na_2O	=	1.45
Perte au feu	=	4.21
		100.29

N° 315 J.V. *Dans la même arête que le précédent.*

Roche curieuse d'apparence absolument talqueuse et verdâtre, très schisteuse.

SLM. Cette roche est formée d'une masse très uniforme transparente et verdâtre, qui en lumière polarisée est fibrillaire et à peine biréfringente. Les fibres en lumière convergente montrent une bissectrice positive avec 2 E très petit. C'est donc une matière serpentineuse appartenant au groupe du Chrysotyle.

Dans cette masse on trouve une multitude d'aiguilles de Rutile mesurant en moyenne 0.025 mm. ; mâclés en genou et surtout en cœur. Puis on trouve aussi des petits grains à très fort relief de haute biréfringence, entourés d'une auréole vert foncé, une détermination plus exacte n'est pas possible.

Analyse du N° 315 :

SiO_2	=	26.95
FeO	=	17.90
Al_2O_3	=	22.02
CaO	=	1.35
MgO	=	19.91
K_2O	=	0.59
Na_2O	=	0.37
Perte au feu	=	9.61
		98.60

N° 300. J.V. *Versant nord de l'aiguille du Tacul.*

SLM. La roche renferme en abondance de la Magnétite avec auréoles de Sphène, de la Biotite verte polychroïque dont les lamelles sont orientées parallèlement, de l'Épidote en grains qui se mêlent au Mica ; puis de l'Orthose, peu de Plagioclase, et beaucoup de quartz disséminé partout. Cette roche est en somme analogue à certaines enclaves schisteuses fragmentaires précédemment décrites.

N° 291. *Base de l'Aiguille du Tacul.* Cette roche est verdâtre et schisteuse.

SLM. Le quartz très abondant s'unit à une Biotite verte très fraîche et polychroïque, puis à de la Séricite. Le tout forme un agrégat à structure nettement parallèle.

On trouve aussi un peu d'Apatite, puis partout de belles glandules d'Orthose.

C'est une variété de micaschiste fortement modifiée par la protogine. Elle passe d'ailleurs latéralement aux schistes protoginisés.

§ 7. *Inclusions dans l'Aiguille du Moine.*

Cette aiguille est en partie formée par de la protogine d'un type pegmatoïde avec quelques intercalations schisteuses notamment dans les couloirs de la face sud de la partie supérieure de l'Aiguille.

N° 320 et 321 J.V. *Couloir de la partie supérieure de l'Aiguille, face sud.*

A l'œil nu, la roche est identique à certains micaschistes injectés de la couverture cristalline.

Il est micacé et séricitisé, avec développement de gros feldspaths.

SLM. La roche est en majeure partie formée par un agrégat de paillettes micacées, formant un tissu feutré. Par places, quelques-unes de ces paillettes se développent en belles lamelles légèrement colorées et polychroïques avec ng= brun grisâtre très pâle, np= incolore. Le mica est rigoureusement à un axe négatif, sa biréfringence est celle de la Muscovite ; il s'éteint sur les sections perpendiculaires à p= (001 selon la trace de clivage et ses lamelles s'orientent parallèlement. On trouve en outre quelques énormes grains de Sphène grisâtre, qui atteignent presque la dimension de certains feldspaths et qui sont informes. La bissectrice en est positive =ng l'angle des axes très petit.

Ce Sphène est seulement localisé sur certains points.

Par places, au milieu des paillettes et des lamelles alignées du mica, se déve-

loppent confusément quelques grands cristaux d'Orthose, un peu d'Oligoclase normal et du quartz grenu et polyédrique qui se mêle alors aux paillettes du mica. Les plages feldspathiques que l'on voit à l'œil nu dans la roche, sont en réalité formées par la réunion de plusieurs cristaux d'Orthose et d'Oligoclase, accompagnés de quartz plus ou moins abondant. La composition de cette roche rappelle absolument celle de certains micaschistes injectés de la couverture cristalline.

Analyse du N° 320 :

SiO_2	=	59.61
Al_2O_3	=	15.70
FeO	=	6.52
MnO	=	0.21
CaO	=	1.08
MgO	=	8.57
K_2O	=	6.31
Na_2O	=	0.85
Perte au feu	=	1.32
		100.17

§ 8. *Intercalations schisteuses de l'Aiguille d'Orny.*

Dans l'arête de la Pointe d'Orny, on trouve plusieurs intercalations schisteuses lenticulaires, qui sont constituées par des roches grisâtres et satinées, donnant des arènes sablonneuses ; ou encore par des roches cornées et compactes qui se débitent en dalles. On y voit à l'œil nu de nombreux grains de quartz.

N°s 147 et 149. *Arête de l'Aiguille d'Orny.*

SLM. La roche est très homogène et formée d'un mélange intime de petites paillettes de Séricite, de lamelles de chlorite et de fines aiguilles d'Amphibole. Celles-ci mesurent au plus 0,08 mm., elles sont non terminées, incolores sur les bords, le centre seul est coloré et polychroïque avec ng= vert grisâtre pâle np incolore. L'extinction maxima est de 20° par rapport à l'allongement. Ces petites aiguilles sont disséminées dans tous les sens et nullement orientées parallèlement. On trouve aussi dans le tissu formé par les éléments précédents des

cristaux et des grains d'Épidote jaunâtre arrondis, puis beaucoup de Leucoxène, et des grains d'Hématite.

Par places, on rencontre une rare plage de quartz arrondie, à extinction onduleuse.

Les lamelles de Séricite et les aiguilles d'Amphibole s'insèrent alors sur le contour de celles-ci de façon à former une couronne comme c'est fréquemment le cas dans certaines roches détritiques recristallisées du houiller. Cette roche paraît être une véritable corne amphibolique, sa composition est la suivante :

Analyse :

		I	*II*
SiO_2	=	54.65	54.60
Al_2O_3	=	19.30	16.31
Fe_2O_3	=	2.69	8.84
FeO	=	4.96	
MnO	=	traces	id.
CaO	=	4.50	3.45
MgO	=	5.41	6.00
K_2O	=	4.83	4.75
Na_2O	=	3.12	3.49
Perte au feu	=	1.77	1.56
		101.23	99.00

N° 1. Première enclave de l'Arête d'Orny.

N° 2. Seconde enclave de l'Arête d'Orny.

§ 9. *Résumé relatif aux bancs schisteux.*

Résumons maintenant en quelques mots les observations contenues dans les pages qui précèdent.

1. L'amygdale formée par l'affleurement de la protogine n'est point homogène dans toute sa masse, mais présente en de nombreux points des intercalations de roches modifiées à des degrés divers par la protogine.

2. Ces bancs sont de simples intercalations locales, qui dans ce cas, se répètent

un certain nombre de fois ; ou bien encore ils peuvent être considérés comme de véritables synclinaux du manteau cristallin, isolés et enveloppés dans la protogine.

Dans le voisinage de ces intercalations, la protogine passe presque toujours au type pegmatoïde ou gneissique.

3. Les roches qui forment ces intercalations sont variées de structure et de composition, elles paraissent cependant appartenir à un niveau relativement supérieur des schistes cristallins comme l'atteste la structure encore détritique de certains spécimens. Une grande partie de ces roches sont d'ailleurs analogues aux schistes cristallins qui flanquent la Protogine.

4. Au point de vue microscopique comme aussi au point de vue chimique, les bancs schisteux intercalés se distinguent totalement de la protogine. Ils ne peuvent en tout cas pas être attribués à un écrasement dynamométamorphique de celle-ci.

CHAPITRE VIII

Les granulites filoniennes

§ 1. Description générale et aspect. — § 2. Description pétrographique. — § 3. Monographie des types étudiés. — § 4. Composition chimique des granulites filoniennes. — § 5. Les Pegmatites.

§ 1. *Description générale et aspect.*

Depuis fort longtemps déjà on a signalé dans la protogine du Mont-Blanc des filons d'un granit à grain fin, auquel on a donné le nom d'Aplite.

Ces filons sont en effet très communs dans le massif et on les rencontre sur tous les points de celui-ci mais cependant pas avec une égale fréquence.

La région la plus favorisée à cet égard est le versant italien du Mont-Blanc.

La protogine y est sillonnée d'une telle quantité de ces filons qu'il serait impossible de les marquer sur la carte et que l'on ne peut les y indiquer que d'une manière très générale. Ainsi dans la seule arête de la Breya, on compte jusqu'à 19 de ces filons plus ou moins puissants ; ils sont au moins aussi nombreux

dans l'arête du Grépillon, ou dans celle des Monts-Rouges et on peut les poursuivre jusqu'au glacier de la Brenva.

Dans les parois qui, sur la rive gauche, dominent le glacier de Pré de Bar, on peut constater leur véritable nature intrusive par le fait que ces filons empâtent des blocs énormes de la protogine elle-même.

Dans l'intérieur du massif ces filons d'aplite sont plus rares, on en peut voir cependant de fort beaux à l'Aiguille du Tacul, aux aiguilles du Charmoz, du Plan, du Moine, etc. Leur épaisseur est fort variable, on en trouve qui mesurent depuis quelques centimètres jusqu'à plusieurs mètres de puissance.

Près du contact sous les Grandes-Aiguilles, la Protogine est également percée de nombreux filons, on en voit par exemple sous l'Aiguille du Charmoz, comme aussi au-dessous du Glacier des Grands-Montets, au Glacier d'Argentières, etc., etc.

La structure macroscopique des aplites dont il vient d'être question est très uniforme. Ce sont des roches finement grenues, saccharoïdes, en général pauvres en mica noir (ce dernier pouvant même manquer complètement). Elles renferment souvent des jolies lamelles de mica blanc.

Indépendamment de ces filons d'aplite qui traversent la protogine, on trouve dans les schistes cristallins qui enveloppent l'amygdale formée par l'affleurement de celle-ci une multitude de filons analogues, qui peuvent devenir exceptionnellement abondants et provoquer dans les roches qu'ils traversent des phénomènes de métamorphisme plus ou moins complets et variés. Décrire ici le nombre et la position exacte de ces filons est une chose impossible, ils se rencontrent un peu partout et ce sont eux qui viennent compliquer l'étude des roches cristallines du Mont-Blanc en en masquant souvent la véritable structure.

Dans le voisinage immédiat du contact, sous les grandes Aiguilles par exemple, la multiplicité de ces filons est telle qu'ils disloquent et percent les schistes dans tous les sens et en isolent des lentilles plus ou moins grandes dans le réseau formé par leur entrecroisement. Ces filons sont d'ailleurs de toutes les dimensions, on en voit qui sont de simples veinules capillaires, d'autres mesurant plusieurs mètres d'épaisseur.

Le grain et l'aspect de ces granulites filoniennes sont assez variables. Certaines d'entre elles sont plus ou moins finement grenues, d'autres presque felsitiques, d'autres encore passent à des pegmatites à gros éléments, avec développement de mica blanc et de Tourmaline.

Elles se chargent d'ailleurs de certains minéraux qui leur sont étrangers en traversant les schistes ou les amphibolites qu'elles résorbent partiellement; au chapitre consacré aux roches cristallines, nous étudierons les divers phénomènes de métamorphisme qu'elles y développent.

Quant à l'origine de ces filons, il est certain que dans la très grande majorité des cas ce ne sont que de simples apophyses émanées du culot éruptif; dont la structure spéciale est liée à une consolidation plus ou moins rapide. Cependant certains filons aplitiques qui traversent la protogine paraissent se continuer dans les schistes; c'est ce que l'on peut voir par exemple dans les parois situées au-dessus de l'Aiguille de l'M.

§ 2. *Description pétrographique des granulites.*

Dans cette description, nous examinerons les minéraux de l'ensemble des granulites, aussi bien de celles qui sont dans les schistes, que de celles qui percent la Protogine, en nous bornant à indiquer la manière dont les différents éléments sont répartis dans tel ou tel faciès.

Les ***Minéraux accessoires*** sont en général ceux de la Protogine, auxquels il faut ajouter certains minéraux caractéristiques pour ces granulites.

La ***Magnétite***, le ***Zircon***, le ***Sphène*** et l'***Apatite*** affectent les mêmes formes et les mêmes caractères que ceux qu'ils revêtent dans la protogine. Ils sont néanmoins considérablement plus rares et manquent souvent totalement.

L'***Allanite*** est rare et ne paraît se rencontrer que dans les filons qui percent la protogine.

La ***Tourmaline*** au contraire ne se trouve guère avec ces derniers, elle est en revanche souvent très abondante, mais presque toujours localisée, dans les granulites qui criblent les schistes. Elle y forme des cristaux parfois de grande taille, dont les sections sont d'habitude fortement corrodées ou brisées. Lorsque cette corrosion est trop forte le cristal est alors complètement rongé et émietté en petits fragments, comme certains quartz corrodés des microgranulites. Lorsque les sections sont relativement bien conservées, on observe un fort allongement prismatique et quelquefois un pointement rhomboédrique. La Tourmaline présente presque toujours des zones concentriques d'accroissement ; les zones internes sont d'habitude plus claires que celles voisines de la périphérie, leur contour est souvent

parfaitement hexagonal. De plus, dans les parties centrales, on observe des taches bleuâtres plus ou moins foncées ; ou encore des plages absolument irrégulières, de coloration variable, comprise entre le bleu grisâtre et le brun, qui communiquent au cristal un aspect bariolé. L'accroissement de certaines de ces tourmalines paraît être lamellaire.

Le signe optique est négatif, la croix noire se disloque souvent très légèrement par rotation, La biréfringence ng—np= 0,020, quant au polychroïsme on a :

ng= brun rougeâtre, bleu grisâtre violacé.

np= brun très clair, bleuâtre très pâle.

La Tourmaline est pauvre en inclusions primordiales. On y trouve rarement un ou deux Zircons qui développent autour d'eux une mince auréole polychroïque bleuâtre sur un fond brun ; on y rencontre aussi abondamment du quartz qui paraît avoir cristallisé dans les pores du minéral. La Tourmaline au point de vue de sa genèse semble d'ailleurs antérieure à l'élément blanc de la roche. On en voit même certains débris qui sont moulés par de l'Oligoclase, ou qui encore sont ressoudés par l'élément blanc. Les forts grossissements montrent dans l'intérieur de certains cristaux des petites inclusions de forme variée, quelquefois nettement hexagonales, qui renferment une libelle.

Le *Grenat* est plutôt rare dans les granulites. Il s'y présente toujours en petits grains rosés, incolores en coupe mince , souvent craquelés. Il est soit dodécaédrique, soit simplement arrondi sans forme cristallographique saillante.

Quant aux minéraux constituants principaux, ils sont identiques à ceux de la Protogine.

Le *Mica noir* est rare, il manque dans beaucoup de granulites. Il se présente en petites lamelles polychroïques ng= brun rouge ou verdâtre, np= jaunâtre presque incolore. D'habitude il est toujours plus ou moins chloritisé.

Les *Plagioclases* sont variables et sont exceptionnellement seulement, très abondants. Dans la majorité des cas, les extinctions sur g'= 010 ainsi que celles dans la zone de symétrie les rapportent presque exclusivement à de l'Albite ; fait que corrobore encore la méthode de Becke.

L'*Orthose* présente les caractères habituels. Il passe souvent à l'Anorthose.

Le *Microcline* enfin peut devenir très important et se substituer presque complètement à l'Orthose.

Les divers feldspaths sont fréquemment vermiculés et l'Orthose comme le Mcrocline renferment des filonnets d'Albite.

Le *Quartz*, dans la règle, présente des formes granulitiques. Il est souvent de dimension un peu inférieure à celle des autres éléments.

La *Muscovite* peut devenir très abondante. Elle se présente en lamelles incolores qui s'éteignent à 0 de la trace du clivage p= (001). La bissectrice aiguë est négative ; l'angle des axes plutôt petit autour de 30° environ.

Les *Minéraux secondaires* sont peu abondants ; ils consistent principalement en *Chlorite*, *Séricite*, *Damourite et Épidote* avec les caractères habituels.

La structure de ces granulites filoniennes offre quelque variété.

Rarement, comme nous l'avons dit, les divers minéraux acquièrent un égal développement. Le quartz est presque toujours de plus petite taille et forme des grains plus ou moins arrondis, disséminés partout entre les éléments feldspathiques et micacés. Dans certains filons qui traversent les schistes, les feldspaths sont littéralement noyés dans une masse de quartz granulitique dont les grains de petite dimension sont polyédriques, la roche paraît alors presque à deux temps de consolidation.

D'autres fois par contre, le quartz prend des formes pegmatoïdes et fait presque ciment entre les autres éléments. Plus rarement, un des éléments blancs se développe beaucoup plus que les autres et communique à ces granulites un faciès quasi-porphyroïde.

Dans les granulites qui traversent les schistes, les divers éléments s'alignent quelquefois parallèlement, la roche prend alors une structure presque gneissique.

Quant aux actions dynamiques, elles se manifestent par le froissement et le ploiement du Mica noir, ainsi que par les phénomènes déjà décrits en parlant de la Protogine.

§ 3. *Monographie des types étudiés.*

Pour la clarté du sujet nous examinerons séparément les granulites qui traversent la protogine, puis celles que l'on trouve dans les schistes.

Granulites dans la Protogine.

N° 323. *Col du Géant.* Roche finement grenue avec développement porphyroïde de certains cristaux de quartz.

SLM. Très peu de petites lamelles de mica verdâtre.

Quelques grands cristaux d'Orthose séricitisé et d'Albite.

Quartz en plages arrondies. Ces divers éléments sont dispersés dans une masse granulitique de plus petite dimension formée d'Orthose, de Microcline, d'Albite et de Quartz grenu.

N° 415. *Aiguille du Charmoz.* Dans les parois qui dominent la Mer de glace. Roche blanche, finement grenue.

SLM. Rares grains de Magnétite. Quelques lamelles de Biotite verdâtre accompagnées de Muscovite Orthose Microcline puis Quartz. Passablement d'Albite et d'Oligoclase acide, le tout formant un agrégat granulitique de même dimension. Un peu d'Épidote et de Chlorite.

N° 423. *Aiguille du Tacul.*

Même aspect que les précédentes.

SLM. Un peu d'Allanite. Magnétite puis Leucoxène. Biotite chloritisée. Orthose abondant, Microcline plus rare. Beaucoup d'Oligoclase acide et d'Albite. Quartz à forme granulitique de dimension inférieure à celle des autres éléments. Caractères dynamiques ordinaires.

N° 356. *Arête du Mont-Dolent.*

Roche légèrement verdâtre, de structure un peu spéciale, elle est presque à deux temps. Elle renferme SLM des grands cristaux d'Orthose et de quartz criblés d'inclusions liquides, qui sont enveloppés d'un agrégat granulitique d'Orthose, de Microcline et de plagioclase acide.

Granulites dans les schistes.

N° 117. *Les Grands (Massif du Trient).*

SLM. Quelques grains de grenat rose, puis quelques grands cristaux d'Orthose et de Microcline quasi-porphyroïdes, noyés dans une masse granulitique de Quartz, d'Orthose, d'Albite et Mica blanc. Certaines parties de la roche sont schisteuses et renferment des petites lamelles de Biotite alignées parallèlement.

N° 139. *Les Grands (Massif du Trient).*

SLM. La roche est semblable au N° 117. Elle se charge de plus de Tourmaline brune en cristaux brisés et corrodés, entourés de quartz ; puis elle renferme quelques plages d'Albite et beaucoup de Muscovite. Cette roche passe presque au Greisen.

N° 121. *Les Grands (Massif du Trient).*

SLM. La roche est formée de quelques plages d'Orthose, peu de Microcline et

de Plagioclase acide, des lamelles de Muscovite ; le tout réuni par du quartz grenu de plus petite dimension qui par place s'y dispose en lentilles. La roche garde une structure légèrement parallèle.

N° 118. *Les Grands (Trient).*

Belle granulite à Mica blanc

SLM. Quelques rares lamelles de Biotite verdie. Grands cristaux d'Orthose et de microcline, puis cristaux plus rares et plus petits d'Oligoclase acide. Mica blanc très abondant, en lamelles et traînées filamenteuses. Quartz prépondérant, formant une masse granulitique entre ces divers éléments.

N° 114. *Croix de Bron (Trient).*

Roche très riche en Tourmaline, qui passe à la Luxullianite.

SLM. Tourmaline brune en cristaux brisés et informes, disséminés partout. Mica blanc en jolies lamelles très abondantes également. Peu de Plagioclases d'un type albitique et peu d'Orthose. Quartz très développé, disposé partout, formant des plages à extinctions onduleuses. La roche est très dynamique, elle renferme un peu de Chlorite secondaire.

N° 218. *Chemin du Glacier de Trient à la Forclaz.*

SLM. Roche formée par un agrégat d'Orthose, d'Albite et de quartz en grains de dimension égale, associés à beaucoup de Muscovite disséminée partout. Par places, quelques petits nids de quartz grenu.

N° 471. *Glacier du Trient.*

SLM. Grandes plages d'Orthose, peu de Microcline, puis Oligoclase acide et Albite abondants ainsi que quelques belles lamelles de Mica blanc. Le tout réuni par du quartz grenu, polyédrique. Par places on trouve des fragments d'un micaschiste primitif dans lequel la granulite en question a pénétré.

Légère disposition parallèle des éléments.

N° 472. *Lentille dans les schistes au-dessous de l'Aiguille du Tour.*

Roche de couleur gris bleuâtre, formant de grosses lentilles dans les schistes cristallins, qui à l'œil nu simule une pegmatite.

SLM. La roche renferme des grands cristaux-plages d'Orthose et de Microcline, puis du Plagioclase, dont les grands cristaux sont de l'Albite et les autres plus petits de l'Oligoclase acide ; quelques jolies lamelles de Mica blanc.

Le tout est noyé dans une masse entièrement formée de quartz grenu, de beaucoup plus petite dimension que les éléments précités.

N° 434. *Arête des Rognes.*

Superbe granulite tourmalinifère, de couleur blanche.

SLM. Beaux cristaux de Tourmaline à facules bleues.

Plagioclase exceptionnellement abondant en cristaux mâclés selon l'Albite et le Péricline. Les cristaux de Plagioclase, par leurs extinctions sur g' (010), par celles des sections appartenant à la zone de symétrie, puis aussi par la valeur des trois indices ng np nm se rattachent exclusivement à l'Albite, ou à une Albite très pauvre en chaux. Orthose rare, un peu de Microcline, puis quelques superbes lamelles de Mica blanc disséminées partout. Beaucoup de Quartz formant ciment entre les éléments précités.

N° 31. *Arête des Rognes.*

Cette roche forme l'énorme filon que l'on voit au-dessus du Col des Rognes, en montant au Glacier de Tête-Rousse.

SLM. Tourmaline abondante en débris, beaucoup d'Orthose, un peu d'Albite, le tout réuni par une masse quartzeuse broyée par dynamométamorphisme.

N° 32. *Arête des Rognes.*

SLM. La roche renferme de nombreuses aiguilles de Tourmaline, puis une quantité de petits grains de grenat à contour parfois géométrique, de couleur légèrement rosée. L'Orthose et le Microcline sont abondants ; l'Albite est plus rare ; ces éléments forment des plages enveloppées par un mélange grenu de plus petite dimension de Quartz, d'Orthose et de lamelles de Muscovite.

N° 57. J.V. *Col du Dôme.*

Cette granulite forme passage aux schistes fortement injectés.

SLM. Quelques jolis cristaux d'apatite, peu ou point de Biotite, grandes et belles plages d'Albite, puis d'Orthose à filonnets et de quartz. Ces divers éléments sont réunis par du quartz grenu plus petit. Phénomènes dynamiques marqués, Séricite, Épidote et Calcite secondaires.

N° 72. J.V. *Les Bosses.*

Filon de un mètre d'épaisseur environ.

SLM. Biotite chloritisée rare, puis grands cristaux d'Orthose et d'Albite, réunis par du quartz qui prend des formes pegmatoïdes et qui est relativement peu abondant. Quelques beaux cristaux de Zoïsite, puis phénomènes dynamiques bien accusés.

N° 86. J.V. *Arête du Mont-Blanc.*

Filon dans la partie supérieure de l'arête.

SLM. Roche très dynamométamorphique. On y trouve quelques jolis prismes de Zircon libres, un peu de Magnétite, pas de Biotite, puis beaucoup d'Orthose en cristaux brisés, qui sur leur pourtour sont enveloppés d'une véritable brèche de menus fragments ; l'Orthose est d'ailleurs fortement altéré et transformé par places en bandes filamenteuses de Séricite.

Le quartz forme des plages à extinctions onduleuses, il est frangé d'esquilles comme les Feldspaths.

N° 94. J.V. *Rocher de Tourette.*

Cette roche, à l'œil nu, ne se distingue pas des granulites, mais sous le microscope, elle présente une structure assez spéciale.

SLM. Elle est entièrement formée d'Orthose et d'un Plagioclase décomposé, voisin de l'Oligoclase-Albite, à contour arrondi, réunis par un véritable ciment intersticiel constitué par des petites lamelles d'une Biotite brune très polychroïque avec ng= rouge brun, np= brun très pâle. La roche renferme très peu de Quartz, calé ci et là entre les feldspaths.

N° 100. J.V. *Mont-Blanc de Courmayeur.*

Granulite à gros grain, avec un peu de Biotite.

SLM. Quelques grandes plages feldspathiques indéterminables, complètement kaolinisées, réunies par du quartz en grains plutôt grossiers, faisant ciment entre les éléments. La roche est profondément altérée et semblable à certaines granulites qu'on trouve dans l'arête du Châtelet ou du Grépillon.

N° 8. D. *Eboulis de Trélatête.*

Roche d'aspect granitique, à grain moyen.

SLM. Prismes de Zircon, Sphène, Apatite, libres dans la roche. Quelques lamelles de Mica brun verdâtre, polychroïque, chloritisé et zoïtisé.

Grains de Quartz disséminés partout, à structure quasi-granitique. Hématite, Séricite, Épidote et Zoïsite secondaires.

N° 324. *Dans les intercalations schisteuses du Col du Géant.*

Granulite blanche à grain très fin.

SLM. Sphène en grains, rares lamelles de Biotite. Beaucoup d'Orthose, d'Anorthose et d'Albite. Quartz plutôt rare en grains uniformes.

N° 756. *Les Six-Niers.*

SLM. Un peu de Zircon, petites paillettes de mica vert chloritisé, beaucoup

d'Apatite légèrement colorée np= violacé, ng= brun clair. Orthose abondant, puis Microcline et Albite. Quartz en grains granulitiques. Calcite et chlorite secondaires.

N° 755. *Les Six-Niers.*

SLM. Roche très semblable à la précédente. Zircon, puis beaucoup d'Apatite. Sphène, Mica brun verdâtre, polychroïque. Les feldspaths sont si altérés que leur détermination est impossible, à l'exception du Microcline, toujours abondant et resté très frais. Quartz sous la forme granulitique écrasé par la compression.

§ 4. *Composition chimique des granulites filoniennes.*

Analyses :

		N° 423	*N° 415*	*N° 434*	*N° 471*
SiO_2	=	75.21	73.85	75.23	71.64
Al_2O_3	=	13.88	15.23	16.13	17.12
FeO	=	0.91	1.14	traces	traces
CaO	=	1.19	1.68	0.88	1.62
MgO	=	0.25	0.29	0.13	non dosé
K_2O	=	4.50	4.10	3.77	3.95
Na_2O	=	3.96	3.27	3.87	3.87
Perte au feu	=	0.24	0.36	0.83	non dosé
		100.14	99.92	100.84	98.20

N° 423. *Filon dans l'Aiguille du Tacul.*

N° 415. *Filon dans l'Aiguille du Charmoz.*

N° 434. *Granulite à Tourmaline Les Rognes.*

N° 471. *Granulite à Mica blanc les Grands.*

La nature chimique indiquée ci-dessus, correspond absolument avec la composition minéralogique. Ces granulites sont caractérisées par une plus grande acidité moyenne que celle de la protogine, elles s'en rapprochent d'ailleurs beaucoup chimiquement parlant. Leur pauvreté en Mica noir est accusée par les faibles quantités de Magnésie et de Fer qu'elles renferment et le développement des plagioclases acides s'y manifeste par la pauvreté relative en chaux et l'abondance de la Soude.

§ 5. *Les Pegmatites.*

Elles doivent être considérées simplement comme une variété des granulites précédentes ; très souvent en effet chez les granulites, le quartz prend déjà localement la structure pegmatoïde. Certains filons qui percent la protogine sont cependant de véritables pegmatites graphiques.

Les minéraux constitutifs en sont d'ailleurs les mêmes que ceux des granulites, et nous nous bornerons à une courte description des principaux types que nous avons rencontrés.

N° 156. *Combe d'Orny.*

SLM. Peu de Mica noir presque entièrement chloritisé. Toute la roche est formée d'un agrégat pegmatoïde graphique, formé par de l'Orthose, du Microcline, de l'Albite, de l'Oligoclase acide et du Quartz. Un peu de Séricite et de Chlorite.

N° 72. J.V. *Les Bosses.*

SLM. Roche très pauvre en Mica blanc et noir. Elle est principalement formée d'Orthose microperthitique, d'Oligoclase et de Quartz qui moule le tout sous forme de plages pegmatoïdes. La roche est dynamique ; elle renferme un peu d'Epidote qui ressoude les éléments brisés.

N° D. 14. *Val Ferret italien* ; erratique.

Roche d'aspect granulitique, jaunâtre.

SLM. Mica noir rare, de même que la Muscovite. Orthose puis Oligoclase, Albite en grands cristaux mâclés. Pas de Microcline. La roche paraît montrer deux stades, le premier est représenté par des cristaux-plages de feldspath et des grains arrondis de Quartz, le second qui moule le premier est un mélange de feldspath et de Quartz graphique.

CHAPITRE IX.

Les porphyres quartzifères du Val Ferret.

§ 1. Généralités sur les porphyres, opinions des divers auteurs. — § 2. La montagne de la Breya. — § 3. L'arête du Châtelet. — § 4. Le Vallon de Planereuse. — § 5. Du Glacier de Treutz-Bouc et la Seiloz. — § 6. Les Six-Niers et la Mayaz. — § 7. L'arête du Grépillon. — § 8. Le Mont-Chétif et la Montagne de la Saxe.

§ 1. *Généralités sur les porphyres, opinions des divers auteurs.*

Sur son flanc S.E., le Massif du Mont-Blanc présente une structure particulière, qui depuis longtemps a attiré l'attention des géologues.

Favre[1] indique déjà dans cette région l'existence de filons de Pétrosilex.

Gerlach[2] est plus affirmatif. Il distingue sur ce versant une bande de porphyres quartzifères de vingt et un kilomètres de longueur sur un kilomètre environ de largeur, que l'on peut suivre du Col du Grépillon jusqu'à Vence et qui longe le massif granitique. Ces roches porphyriques sont, dit-il, souvent schisteuses ou gneissiques, mais dans leur ensemble elles gardent une structure felsitique ou porphyrique. Examinant les caractères pétrographiques de ces porphyres, Gerlach observe avec beaucoup de justesse que la pâte en est felsitique et contient des grands cristaux de Quartz, de Feldspath, de Mica noir et de Chlorite. Ces porphyres traversant des roches cristallines micacées ou amphiboliques, passent par places latéralement à un granit à grain moyen.

M. Græff[3] a repris à un point de vue essentiellement pétrographique la question des porphyres du Val Ferret, notamment ceux du Catogne, dont il a fait une étude détaillée. Il distingue dans cette montagne quatre zones, à savoir : I. Une zone de terrains sédimentaires. II. Une zone orientale de schistes cristallins. III. Une zone de la Protogine. IV. Une zone occidentale de schistes cristallins en partie cachée par l'erratique.

C'est la seconde de ces zones qui nous intéresse ici. Elle se compose en principe

[1] Favre. Liste bibliographique, N° 18.
[2] Gerlach. » » N° 21.
[3] Græff. » » N° 41.

de schistes cristallins et de quartz porphyres, qui y forment des bancs et des filons plus ou moins épais. Accessoirement, cette zone renferme des roches filoniennes dioritiques, syénitiques ou aplitiques. Les aplites s'y rencontrent non seulement dans le voisinage de la protogine, mais encore à une certaine distance de celle-ci.

Les Diorites sont d'habitude micacées et quartzifères ; on y trouve aussi certaines roches riches en Biotite qui rappellent la Minette et qui renferment également de l'Augite.

Quant aux porphyres, ils sont variés, souvent schisteux par dynamométamorphisme.

Ils sont talqueux, chloriteux, rarement amphiboliques.

On trouve aussi des roches plus ou moins compactes et massives formées par de la Séricite, du Quartz, du Plagioclase, puis accessoirement, de l'Apatite, du Leucoxène, et du Rutile. Pour Græff, l'ensemble des schistes de cette région présente une structure hornfelsitique marquée, ils sont distincts des schistes des Aiguilles-Rouges et de ceux du flanc Ouest du Mont-Blanc et ressemblent plutôt aux schistes de la Vanoise. Les mêmes roches se retrouvent dans le Mont-Chétif et la Montagne de la Saxe.

Depuis longtemps, nous-mêmes[1] avons étendu nos recherches au versant Sud-Est du Mont-Blanc et à plusieurs reprises nous avons publié diverses notes à ce sujet. Nous avons été aidés dans cette difficile étude par M. Pearce[2], assistant au laboratoire de Minéralogie de l'Université de Genève, avec lequel d'ailleurs l'un de nous a déjà publié plusieurs notes en collaboration sur ce sujet. Les excursions dans cette région de la Chaîne du Mont-Blanc sont particulièrement pénibles et dans les parois chauves et abruptes qui dominent le Val Ferret, il est souvent impossible de suivre un profil déterminé sur une certaine étendue. Nous avons cependant multiplié les courses dans cette partie du Massif du Mont-Blanc pour tâcher d'établir les rapports de ces roches porphyriques avec la Protogine. Nous décrivons tout d'abord ce que nous avons observé sur le terrain, puis étudierons ensuite les porphyres au point de vue pétrographique, en intercalant les roches amphiboliques et les schistes cristallins dans les chapitres qui leur sont réservés.

[1] L. Duparc et L. Mrazec. Liste bibliographique, N°s 50 et 60.
[2] L. Duparc et F. Pearce. » » N°s 67, 73 et 77.

§ 2. *La Montagne de la Breya.*

Nous donne une première coupe excellente de l'ensemble de la formation qui nous occupe. Elle nous montre d'abord en partant de Champex et en montant par le versant Sud de la Montagne, des éboulis de nature porphyrique, puis bientôt des bancs de porphyre d'apparence felsitique et grisâtre, dans lesquels la première consolidation paraît peu développée. Viennent ensuite des Amphibolites en bancs peu épais et grisâtres, puis de nouveau des porphyres et un peu plus haut des micaschistes riches en mica noir, en bancs de faible épaisseur. En continuant à monter, on retrouve des bancs d'Amphibolites compactes, suivis de porphyres d'aspect varié, puis des micaschistes d'un type très analogue à ceux que l'on rencontre dans la Montagne du Brouillard. Près de l'épaulement, on trouve de nouveaux des bancs porphyriques, puis au-dessous du Sommet de la Breya, on touche le contact avec la protogine, qui se fait par des schistes très micacés. Au contact même, la protogine s'aplitise, elle est criblée de filons granulitiques.

§ 3. *L'Arête du Châtelet.*

Montre quelques variantes dans la succession que nous venons de voir à la Breya. Du lac Champex on suit un chemin qui conduit à la Combe d'Orny et traverse les calcaires et les schistes noirs du Jurassique un peu au-dessous de Prassony. De là le chemin en traversant des forêts mène à la Combe d'Orny, en passant soit sur des éboulis, soit sur des bancs de porphyre ; l'on suit alors le chemin jusqu'à la traversée du Torrent d'Orny.

Au point où le sentier coupe le torrent, on trouve des schistes séricitiques et quartzeux. De là en marchant vers l'Est, on gagne l'extrémité de l'arête Nord-Est du Châtelet par laquelle on peut commencer une bonne coupe.

En suivant cette arête, on rencontre d'abord des porphyres de couleur grisâtre, puis des porphyres laminés et enfin des schistes à séricite. A ce point il faut quitter l'arête et descendre sur la face Nord de la montagne. On trouve alors des porphyres blancs très compacts, d'aspect porcelainé. Au sommet même du Châtelet on voit des puissants bancs de porphyres quartzifères, qui en cheminant sur l'arête Nord-Ouest qui mène à la Pointe des Chevrettes, passent à des roches porphyriques laminées de couleur grisâtre, dans lesquelles l'élément noir étiré dessine des

traînées parallèles. Plus loin les porphyres s'altèrent encore davantage et au contact même avec la protogine on trouve une roche cornéenne un peu schisteuse, qui *forme bientôt le ciment d'un poudingue constitué par des blocs et des cailloux plus ou moins arrondis de Granulite et de Protogine.* Les bancs schisteux plongent au Sud-Est et s'appuyent sur la Protogine. Celle-ci présente les mêmes caractères qu'à la Breya.

§ 4. *Le Vallon de Planereuse.*

La coupe a été faite de la manière suivante : De Praz de Fort on marche dans la Combe de Saleinaz jusqu'au point coté 1496 m. où on trouve la Protogine, puis on monte par Trois-Torrents sur des pentes gazonnées ou des éboulis entrecoupés par des saillies rocheuses où l'on trouve encore de la protogine avec des filons d'Aplite ; en continuant à marcher, on arrive au contact de la protogine avec les porphyres qui se fait par des schistes d'aspect granulitique. En se dirigeant alors vers le Sud contre la Thénadaz, on rencontre quelques rares bancs de porphyre, puis on arrive dans le Vallon de Planereuse, un peu au-dessous du glacier du même nom.

Le contact est masqué par des éboulis et par des gazons. En descendant le vallon, on trouve au-dessous des chalets des bancs de micaschistes à mica noir, encaissés d'un côté par de la granulite, de l'autre par du porphyre. Ces schistes se continuent sous la Thénada, ce sont les mêmes qui réapparaissent sans doute à Trois-Torrents. En descendant le vallon de Planereuse, on retrouve encore à trois reprises des bancs schisteux micacés, puis au commencement de la forêt, on traverse des roches assez problématiques suivies bientôt par les couches sédimentaires.

§ 5. *Du glacier de Treutz-Bouc à la Seiloz.*

Toute l'Arête Crête-Sèche Treutz-Bouc est en protogine, mais en longeant les parois de Treutz-Bouc on voit que la Protogine est suivie par des roches très laminées et sériciteuses. Un peu au-dessous du contact présumé on trouve des micaschistes plus ou moins felsitiques analogues à ceux de l'arête du Brouillard.

En descendant la paroi de rochers qui domine la Seiloz, on trouve une série de bancs de porphyre d'aspect et de couleur varies, qui entrent en contact avec le sédimentaire très fortement érodé à cet endroit.

§ 6. *Les Six-Niers et la Mayaz.*

Au-dessus de l'Amône, les Six-Niers forment une paroi abrupte de porphyre très altéré, sur laquelle repose directement un conglomérat qui renferme des cailloux roulés de porphyre de granulite et d'Amphibolites, reliés par un ciment calcaire. Au pied de ces parois se trouvent des grands éboulis formés essentiellement de blocs de porphyre des types les plus variés, d'amphibolites, de granulites, etc.

Sur le flanc des Six-Niers regardant la Vallée de la Neuvaz, on voit à la base de la protogine criblée de filons d'Aplite.

Nous avons fait deux coupes de la Mayaz ; l'une passe par le Sommet à la Combe des Fonds, l'autre par les parois rocheuses du versant Nord qui dominent le vallon de la Neuvaz.

Pour faire la première coupe on monte par la combe jusqu'à la base de la Mayaz, en passant par les pâturages. En traversant ces derniers on rencontre d'abord plusieurs ravins profonds, creusés dans les schistes noirs par les torrents qui descendent du Mont-Dolent. Dans l'un de ces ravins, on distingue nettement sous les schistes noirs, un conglomérat qui repose directement sur les couches inclinées du porphyre. Celui-ci forme toute la base rocheuse de la Mayaz ; il renferme des intercalations de Micaschistes ainsi que des bancs schisteux qui paraissent imprégnés de porphyre. Sur le sommet de la Mayaz, on trouve des schistes, puis en suivant l'arête du sommet on rencontre des roches amphiboliques, auxquelles succèdent des bancs de porphyre, puis vient ensuite la protogine.

La coupe par la base se fait en partant de la Neuvaz pour aboutir à la base de la Mayaz sous le flanc Nord-Est. On rencontre d'abord des schistes calcaires noirâtres, puis des calcaires blancs et ensuite un complexe de porphyres variés mouchetés ou compacts, avec ou sans première consolidation manifeste. En général la pâte en est très fine et la première consolidation pauvre en quartz. On trouve ensuite une roche d'aspect granitique riche en mica brun, puis toujours en suivant le pied des rochers, on rencontre des amphibolites variées, et bientôt une série de roches aplitiques finement grenues, suivies de la protogine plus ou moins altérée.

Fig. 23.

Arête de Treutz Bouc. Contact des porphyres quartzifères avec la protogine; le contact passe par le grand couloir.

Cliché de F. Pearce.

Fig. 24.

La Maya. Contact entre les porphyres et les terrains sédimentaires; dans les ravins apparaît au contact le poudingue de l'Amône.

Cliché de F. Pearce.

§ 7. *Arête du Grépillon.*

Au col même, on a des schistes satinés, tandis que les rochers qui surplombent le col au Nord sont formés de microgranulite plus ou moins altérée, avec développement de grands cristaux de Quartz bipyramidé. Il est impossible de faire une bonne coupe de cette arête, il faudrait pour cela monter directement dans les parois qui dominent le col.

Si l'on tourne du col vers l'Ouest, on peut alors escalader l'arête qui descend du N. au S.

On chemine tout d'abord sur des roches moutonnées, qui se trouvent au pied de l'arête et qui sont formées par des granulites criblant la protogine. L'arête elle-même est constituée d'une manière analogue, du moins à sa base. Mais si l'on s'élève sur celle-ci, on rencontre alors près du sommet des microgranulites et en suivant cette arête, on continue à trouver les mêmes roches jusqu'au premier sommet du Grépillon. Dans les porphyres, on observe souvent des intercalations de roches schisteuses, ou encore par places des granulites.

Ces alternances de microgranulites avec des granulites peuvent s'expliquer soit par le fait que les quartzporphyres traversent en filons la protogine et recoupent les granulites, soit qu'elles forment une nappe recouvrant celles-ci.

La première explication ne semble pas s'accorder avec les faits, car en descendant sur les roches moutonnées qui se trouvent à la base de l'arête, on ne rencontre nulle part la microgranulite coupant la protogine ou la granulite.

En somme, comme on l'a pu voir dans les pages qui précèdent, les porphyres du Val Ferret offrent sur toute leur étendue des caractères semblables. Ils se comportent d'une manière analogue sur toute la bordure du contact avec les terrains sédimentaires et n'exercent jamais aucune action métamorphique dans ces derniers.

Il n'y a d'autre part jamais passage latéral du porphyre à la protogine mais au contraire le contact est généralement franc et se fait par des roches schisteuses ou des variétés laminées.

A la base de la Maya comme au Grépillon cependant, les rapports des micro granulites avec la protogine et surtout avec les granulites paraissent assez particu-

liers, il semble y avoir intercalation des porphyres dans la granulite, ou mieux recouvrement de celle-ci par ces derniers.

Nous allons maintenant chercher à établir quelle est la véritable continuation de la zone des porphyres du Val Ferret.

§ 8. *Le Mont-Chétif et la Montagne de la Saxe.*

A partir du Col du Grépillon les porphyres cessent brusquement et de Pré de Bar à la hauteur de Praz Sec environ, la protogine dénudée domine immédiatement le Val Ferret italien. Depuis Praz Sec jusqu'au glacier de Brenva, les couches sédimentaires du synclinal de Courmayeur s'appliquent directement contre elle, et à partir de là on retrouve de nouveau les schistes cristallins ordinaires qui forment la puissante arête du Brouillard, dans laquelle on peut nettement constater le caractère intrusif de la protogine.

Le synclinal sédimentaire de Courmayeur est entièrement compris entre le Mont-Blanc d'une part, et le Mont-Chétif et la Montagne de la Saxe de l'autre. Or, dans ces deux montagnes, Favre[1] a déjà indiqué l'existence d'un granit sur lequel s'appuyait des types euritiques avec intercalations gneissiques, supportant à leur tour sur le flanc méridional les assises triasiques et liasiques.

Gerlach[2] sans s'étendre longuement sur le Mont-Chétif et la Montagne de la Saxe, a donné néanmoins une coupe qui se rapproche de celle de Favre.

M. Zaccagna[3] dans ses études sur la géologie des Alpes Occidentales, place toute la formation cristalline et éruptive du Mont-Chétif dans le permien. M. Græff[4] et nous-mêmes[5] par contre, avons reconnu l'existence dans cette montagne de roches porphyriques analogues à celles du Val Ferret.

Nous allons examiner la manière dont se succèdent les différentes roches en faisant quelques profils à travers la Montagne de la Saxe ainsi que le Mont-Chétif.

La course la plus instructive à la Montagne de la Saxe se fait de Courmayeur par Villair et la Combe Chapy.

[1] Favre. Liste bibliographique N° 18.
[2] Gerlach. » » N° 21.
[3] Zaccagna. » » N° 30.
[4] Græff. » » N° 33.
[5] Duparc et Mrazec. » » N° 53.

Après avoir traversé le torrent on trouve d'abord à sa gauche en montant les schistes noirs du lias, puis ensuite des dépôts quaternaires, et un peu plus haut quelques lambeaux d'une brèche dolomitique triasique, qui repose elle-même directement sur des roches porphyriques laminées.

En continuant à monter, à une demi-heure environ des Chalets de Pré, on trouve du granit à grain fin et entre le granit et les porphyres laminés, des bancs d'un schiste verdâtre de nature très spéciale. Tout près des Chalets de Pré et reposant sur le granit, on voit encore quelques débris de dolomies, puis on rencontre bientôt les schistes noirs qui plongent d'abord au S.E., se continuent sur la crête de la montagne, puis qui en descendent sur le versant N.O. et se renversent sous le flanc de la montagne.

Un autre profil obtenu en montant directement de Villair sur le flanc Sud de la montagne près de l'extrémité occidentale de celle-ci, montre d'abord près du village de la Saxe un conglomérat polygénique, renfermant des cailloux de granit mêlés à des cailloux de dolomie et de brèche dolomitique. Ce conglomérat disparaît bientôt sous les schistes liasiques. Sous ce conglomérat on trouve le trias représenté par des quartzites, de la dolomie, et des brèches dolomitiques.

Ce trias s'appuye directement sur le granit sous lequel le lias se renverse sur le versant Nord.

Quant aux parois qui dominent l'établissement des bains, elles sont formées par des microgranulites de types divers. Entre celles-ci et le lias du versant nord, on trouve une mince bande de quartzites.

Le Mont-Chétif présente une disposition analogue à celle de la Montagne de la Saxe et les parois qui font face au village de la Saxe sont principalement formées par des roches porphyriques de types divers, toujours plus ou moins laminées, qui sur le versant nord entrent en contact immédiat avec les couches sédimentaires, le trias étant ici étiré. Les parois sont donc identiques à celles de la Montagne de la Saxe qui leur font vis-à-vis.

En faisant maintenant une coupe N.S. du Mont-Chétif en partant depuis Dolonne jusqu'à Notre-Dame de la Guérison et en passant par le sommet, on observe ce qui suit :

On rencontre d'abord les ardoises et calcaires noirs, puis une brèche dolomitique, et ensuite de la dolomie. Celle-ci s'appuye directement sur des bancs de porphyre. En continuant à monter, on trouve toujours des porphyres d'aspect

varié, avec plus ou moins de Quartz bipyramidé, dynamométamorphosés à des degrés divers. Près du sommet apparaissent des lambeaux de quartzites qui reposent ici en chapeau sur les porphyres. Si de Dolonne on monte au Mont-Chétif en passant par le Pra Néron on observe la même succession, mais près de ce hameau, dans la forêt, on voit nettement les porphyres s'appuyer contre un pointement granitique ; au contact entre les deux roches, on trouve une mince bande de schistes verts. On observe également le granit dans la petite pointe qui domine l'escarpement faisant face à la Montagne de la Saxe.

En descendant maintenant sur le versant nord de la montagne, on retrouve le lias renversé avec étirement constant du trias.

CHAPITRE X.

LES PORPHYRES QUARTZIFÈRES (Suite).

§ 1. Minéraux constitutifs de la première consolidation. — § 2. Seconde consolidation et structure des porphyres. — § 3. Actions dynamiques.

§ 1. *Minéraux constitutifs de la première consolidation.*

A l'œil nu, ce sont des roches de couleur généralement claire et d'aspect très varié. Tantôt la première consolidation y est bien développée sous forme de cristaux de Quartz et de Feldspath généralement de petite taille, ainsi que des lamelles de Mica ; tantôt au contraire, elle est fort réduite et la roche prend un faciès felsitique ou porcelainé. Plusieurs de ces porphyres paraissent mouchetés par suite d'une concentration locale d'un élément noir micacé ou chloriteux, d'autres par contre montrent une orientation manifeste des éléments de la première consolidation, les lamelles de Biotite s'y disposent parallèlement et communiquent à la roche un aspect gneissique. Souvent la première consolidation est laminée ou étirée, le porphyre passe alors à des roches schisteuses et séricitiques d'origine exclusivement dynamométamorphique.

Sous le microscope, les porphyres quartzifères du Val Ferret sont toujours nettement à deux temps de consolidation :

La première consolidation comprend les minéraux suivants : Zircon, Apatite, Magnétite, Allanite, Sphène, Biotite, Plagioclases, Orthose, Microcline et Quartz.

Le *Zircon* n'est point abondant, comme d'ailleurs tous les minéraux accessoires, il se présente en grains ou en petits prismes pyramidés, fortement allongés, avec les caractères optiques habituels.

L'*Apatite* se présente en très petits grains hexagonaux inclus dans la biotite.

La *Magnétite* en grains irréguliers ainsi que le *Sphène* sont toujours rares. Nous rapportons à l'*Allanite* quelques grains d'un minéral brun rougeâtre, fortement polychroïque, qui souvent est très décomposé et entouré d'Épidote. Ce minéral est rare d'ailleurs.

La *Biotite* se présente habituellement en amas formés par la réunion de plusieurs petites lamelles, orientées différemment les unes par rapport aux autres. Elle est vert brunâtre, polychroïque, avec ng= vert brun, np= jaunâtre pâle.

La biréfringence est normale, elle est toujours à un axe négatif et renferme les inclusions précitées. Elle se chloritise d'habitude avec séparation de magnétite, ou verdit simplement en changeant son polychroïsme qui se fait dans les teintes verdâtres.

Les *Plagioclases* paraissent dans la règle très abondants, mais presque toujours dans un tel état de conservation que leur détermination est difficile, sinon impossible.

Sur quelques rares bonnes sections, on observe des macles de l'Albite ou du Péricline. Leur contour est généralement corrodé, on ne distingue pas de sections à profils géométriques. En général les plagioclases ne sont point isolés dans la pâte, ils forment des plages constituées par la réunion de deux ou trois individus.

Dans certains cas favorables, on a pu mesurer des angles de 28°-30° entre deux lamelles hémitropes. La méthode de Becke appliquée un grand nombre de fois donne d'habitude $\Delta^1\Delta^2\delta^1\delta^2 < 0$ ou $\delta^1 = 0$ et $\delta^2 < 0$. Le plagioclase paraît donc appartenir à un type albitique pouvant descendre jusqu'à l'Oligoclase normal.

L'*Orthose* est souvent aussi fortement corrodé.

Dans certains porphyres cependant, où la première consolidation a relativement peu souffert, on observe les combinaisons suivantes :

$p = (001)h' = (100)a'_2 = (\bar{2}01)a' = (\bar{1}01)$, ou encore $p = (001)a' = (\bar{1}01)h' = (100)$. L'aplatissement est manifeste ; il se fait parallèlement à $g' = (010)$, l'allongement pg existe, il est cependant peu marqué.

Sur $g' = (010)$ l'extinction de np se fait à $+ 7°$, la biréfringence et le signe optique sont normaux. L'Orthose est souvent maclé d'après la loi de Karlsbad et présente quelques filonnets d'albite. Elle renferme souvent des inclusions liquides, puis aussi des taches kaolinisées qui sont le restant d'anciens Plagioclases inclus dans son intérieur.

Le *Microcline* est beaucoup plus rare que l'orthose, on peut même le qualifier d'exceptionnel, mais quand il existe il est toujours fort beau.

Il présente généralement les combinaisons $p = (001)a' = (10\bar{1})h' = (100)$, il est maclé d'après la loi de Karlsbad et génétiquement il semble postérieur à l'Orthose.

Le *Quartz* se présente en cristaux bipyramidés, grands et petits, combinés quelquefois avec les faces du prisme très peu développées. C'est de tous les minéraux de la première consolidation le plus corrodé. Dans certains cas rares, les sections de ce minéral sont cependant encore rigoureusement hexagonales, mais d'habitude, elles sont arrondies ou à contours sinueux ; souvent même le cristal devient squelettique et la seconde consolidation cristallise dans son intérieur. D'autres fois encore la corrosion va si loin qu'elle sépare un même cristal en deux ou trois fragments informes isolés dans la pâte. Dans certains porphyres, le Quartz forme avec les Feldspaths potassiques de véritables pénétrations graphiques.

Quant aux rapports qui lient entre eux les divers minéraux de la première consolidation on peut les fixer comme suit :

1. Le Mica noir ne manque jamais, mais il est toujours disposé en amas.

2. Le Quartz et le Feldspath semblent être en raison inverse l'un de l'autre. Le Quartz peut d'ailleurs complètement faire défaut dans la première consolidation.

3. D'habitude les Plagioclases paraissent l'emporter sur l'Orthose ; ce dernier peut même être réduit en petits lambeaux. Le Microcline est rare, mais toujours très frais et de grande taille.

4. Lorsque le Quartz bipyramidé est très abondant dans la première consolidation, on remarque qu'il est d'habitude de petite taille.

5. Sauf quelques rares exceptions, la première consolidation dans son ensemble

reste toujours notablement inférieure à la seconde. Elle peut même être réduite à quelques petits cristaux épars dans la pâte.

§ 2. *Seconde consolidation et structure.*

La *seconde consolidation* qui forme la pâte renferme du mica vert, des Plagioclases, de l'Orthose, du microcline et du Quartz.

Ces éléments sont loin d'avoir une importance égale.

Le Mica se présente mêlé aux autres éléments en très petites lamelles, qui peuvent manquer complètement.

Les Plagioclases sont très rares dans la pâte, on ne les trouve point dans tous les porphyres. Ils sont en tout cas très acides et voisins de l'Albite.

Le Microcline est aussi fort rare. Nous en avons cependant observé quelques grains dans certains cas.

L'Orthose et le quartz sont en somme les deux éléments prépondérants de la pâte qu'ils forment souvent à l'exclusion des éléments précédents.

La *structure* que présente cette seconde consolidation est assez variée.

Dans la très grande majorité des cas elle est franchement microgranulitique et entièrement cristalline. La dimension moyenne des grains de Quartz ou de Feldspath est alors de 0,005—0,006 mm. environ, elle peut cependant tomber à 0,0015^{mm}.

D'autres fois on voit apparaître dans la pâte microgranulitique certaines régions où se développe du Quartz spongieux. Celui-ci forme des petites plages plus ou moins arrondies s'éteignant comme un individu unique, plages qui sous les forts grossissements présentent un aspect corrodé et vermiculé tout à fait caractéristique.

Ces plages sont de dimension supérieure à celle des grains de la microgranulite, parfois elles simulent une structure vaguement sphérolithique, ou bien encore elles entourent les éléments de la première consolidation ; on observe d'ailleurs fort souvent un passage graduel de ce Quartz spongieux au Quartz vermiculé, voire même à la micropegmatite.

L'abondance du Quartz spongieux est très variable. On peut en trouver quelques plages seulement isolées dans une masse microgranulitique ; d'autres fois il forme la presque totalité de la pâte. Il est à remarquer que dans aucun cas il n'a été

observé de matière vitreuse, pas plus que de structure fluidale ; le parallélisme qu'affectent certains éléments est toujours dû aux *actions dynamiques*, qui d'ailleurs sont importantes, et modifient profondément la structure de la roche.

§ 3. *Actions dynamiques.*

Les Plagioclases tout d'abord sont complètement séricitisés, souvent avec production de zoïsite ou d'épidote, et remplacés par des amas de paillettes. Sous l'effort de pressions croissantes, ils se laminent, et forment des traînées séricitiques parallèles.

D'autres fois les Feldspaths sont simplement brisés, et leurs fragments déplacés les uns par rapport aux autres, avec production de canaux remplis de séricite ; ou bien encore un cristal de Plagioclase se brise selon une série de cassures parallèles simulant des petites tailles avec déplacement des lamelles hémitropes.

Il peut même arriver que la première consolidation soit entièrement détruite quand elle est exclusivement feldspathique, et remplacée alors par les amas séricitiques dont nous avons parlé. Il est alors souvent difficile de distinguer ces roches laminées de certains schistes cornés ou détritiques.

Le Mica lui-même est souvent aussi étiré, et disposé en traînées parallèles.

Quant au Quartz bipyramidé, il se comporte assez différemment selon les cas.

Tantôt un grand cristal se brise, en donnant naissance à deux ou trois plages distinctes qui restent adhérentes, ou encore à une véritable mosaïque ; tantôt il est étiré, prend une forme lenticulaire, et aux deux points de la lentille, on voit se produire deux petits espaces vides. Cette déformation n'atteint pas seulement les cristaux de Quartz, mais aussi les éléments feldspathiques, et il n'est pas rare d'observer sur les faces parallèles à $g^1 = (010)$ que les angles compris entre les différentes faces p, a^1, $a^1/_2$, h^1, changent souvent de valeur par suite de cette déformation.

Dans la seconde consolidation, la compression produit des lamelles de Séricite qui souvent s'alignent, et contribuent à communiquer à la roche l'aspect d'un schiste séricitique.

CHAPITRE XI.

LES PORPHYRES QUARTZIFÈRES (Suite).

§ 1. Monographie des types étudiés. — § 2. Composition chimique des porphyres quartzifères. — § 3. Résumé relatif aux porphyres. — § 4. Les Orthophyres de la région sud-ouest du Mont-Blanc.

§ 1. *Monographie des types étudiés.*

N° 614. *Breya.*

A l'œil nu roche grisâtre, d'aspect felsitique, avec des lamelles de Biotite orientées.

SLM. I[1]. Formée presque exclusivement de Plagioclases, de type albitique ; très peu d'Orthose.

Le Quartz bipyramidé fait défaut. Biotite en petits amas avec inclusions de Magnétite, Sphène, Apatite.

II. Pâte Microgranulitique avec un peu de Quartz spongieux ; elle est riche en paillettes de séricite.

III. Séricite, Calcite, Chlorite, Epidote rare.

N° 615. *Breya.*

Roche blanche, compacte, à première consolidation développée.

SLM. I. Plagioclases, Albite et Oligoclase abondants, renfermant des inclusions de Mica vert.

Orthose plus rare en grands cristaux à contour géométrique. Quartz bipyramidé très corrodé, souvent entouré d'un commencement d'étoilement. La corrosion sépare souvent le Quartz en lambeaux qui se confondent avec la pâte. Mica noir en paillettes.

II. Pâte microgranulitique, avec lambeaux de Quartz dispersés partout. Un peu de Quartz spongieux.

III. Epidote, Séricite, Chlorite.

[1] Nous adopterons, pour abréger, les conventions suivantes : I = Première consolidation. II = Deuxième consolidation. III = Minéraux secondaires.

N° 617. *Breya*.

Roche blanche, compacte, pas de première consolidation apparente à l'œil nu.

SLM. I. Première consolidation très réduite et très corrodée, formant des petits débris noyés dans la pâte. Le Plagioclase dominant est l'Oligoclase-Albite, Orthose plus rare, Quartz très corrodé à inclusions liquide. Presque tous les éléments de la première consolidation sont entourés d'une zone plus ou moins parfaite de Quartz spongieux, formant auréole. Mica vert habituel.

II. Pâte essentiellement formée de Quartz spongieux, on remarque dans celle-ci certaines traînées qui sont probablement formées par laminage.

III. Epidote, Chlorite, Séricite, Leucoxène.

N° 621. *Breya*.

Roche gris bleuâtre, à l'œil nu on distingue dans la première consolidation du Quartz, puis du Feldspath en petits grains.

SLM. I. Feldspaths abondants, en cristaux terminés, renfermant par places de la Zoïsite. L'Orthose est bien développé par rapport aux Plagioclases. Quartz bipyramidé en grands et petits cristaux, les grands généralement brisés. Mica en amas étirés. II. Dans la pâte on rencontre quelques éponges de quartz ; celle-ci est d'ailleurs très schisteuse et chargée de Séricite. III. Hématite, Chlorite, Zoïsite, Leucoxène, Epidote et surtout Séricite.

N° 621*bis*. *Breya*.

Roche plus foncée que la première, grisâtre et plus micacée.

SLM. I. On ne distingue dans la pâte que des taches formées par un agrégat de cristaux de Feldspaths altérés, principalement d'Orthose, puis quelques amas de lamelles de Mica vert avec de l'Allanite, de la Magnétite et du Leucoxène. II. Pâte riche en Quartz spongieux, présentant une certaine schistosité. III. Séricite, Epidote, Zoïsite, Calcite, Hématite.

N° 623. *Breya*.

SLM. I. Mica vert habituel, avec un peu d'Allanite. Plagioclase, Albite et Oligoclase, formant localement des amas, Orthose rare, les Feldspaths sont brisés et étirés.

Quartz bipyramidé très corrodé, étiré par places en lentilles.

II. Pâte microgranulitique avec beaucoup d'Orthose, puis quelques éponges de Quartz ; et quelques plages feldspathiques vermiculées. — III. Séricite, Chlorite, Epidote, Hématite.

N° 624. *Breya.*

Roche d'aspect schisteux et laminé.

SLM. I. Plagioclase prépondérant, Albite ou Oligoclase acide, souvent fortement altérés. Orthose en plages libres. Quartz bipyramidé écrasé. Mica vert en amas étirés formant traînées parallèles avec inclusions ordinaires notamment de Zircon et d'Apatite. II. Pâte microgranulitique avec Quartz spongieux.

La roche est très fortement dynamométamorphique.

N° 620. *Breya.*

SLM. I. Mica brun en lamelles altérées, Plagioclase abondant altère, Oligoclase normal ou Oligoclase-Albite. Orthose en petites plages. Quartz bipyramidé en partie écrasé.

II. Pâte microgranulitique, renfermant des petits lambeaux de Quartz et de Feldspath, puis du Quartz spongieux en petites plages arrondies.

III. Chlorite, Séricite.

Belles actions dynamiques manifestes sur la première consolidation et ayant communiqué à la roche une certaine structure schisteuse.

N° 196. *Breya.*

SLM. I. Biotite en lamelles altérées, peu de Plagioclase et d'Orthose altérés également, quelques cristaux de Quartz bipyramidés puis aussi quelques petits grains de Quartz polyédrique, isolés dans la pâte.

II. Pâte presque entièrement globulaire, assez riche en orthose.

III. Chlorite, Séricite.

N° 474. *Combe d'Orny.*

Roche compacte grise, la première consolidation y est relativement petite.

SLM. I. Quartz bipyramidé moins abondant, mais plus grand que les Feldspaths. Plagioclase très séricitisé. Orthose puis Mica brun habituel.

II. Pâte microgranulitique fine entremêlée de Séricite.

III. Calcite, Chlorite, Séricite.

N° 648. *Arête du Châtelet.*

Roche blanche et compacte avec du Quartz bipyramidé visible, de même que les Feldspaths.

SLM. I. Première consolidation principalement feldspathique, comprenant des cristaux corrodés d'Albite, agrégés parfois en plages, puis de l'Orthose maclé selon Karlsbad et du Quartz fortement corrodé, de plus petite taille que les Feldspaths, et souvent isolé à l'état de lambeaux.

II. Pâte en grande partie formée par du Quartz spongieux et vermiculé, qui se développe parfois en auréoles autour de la première consolidation.

III. Magnétite, Chlorite, Séricite.

N° 649. *Châtelet.*

Roche grisâtre, compacte, d'apparence feldspathique, fortement laminée.

SLM. I. Feldspath indéterminable, complètement séricitisé, transformé en amas kaoliniques, on reconnaît cependant un peu d'Orthose. Mica noir constant. Quartz bipyramidé de grande dimension.

II. Pâte principalement microgranulitique. *La roche est très dynamométamorphique et passe à un schiste à séricite.* Le Mica vert, fortement chloritisé, est étiré en traînées parallèles. Les amas séricitiques qui proviennent des feldspaths sont également complètement étirés et forment des bandes dans la seconde consolidation. Le Quartz est étiré et brisé; il prend des extinctions onduleuses; les cristaux bipyramidés s'allongent pour former des lentilles.

N° 651. *Châtelet.*

Roche blanche, compacte, d'aspect porcelainé, sans première consolidation visible à l'œil nu.

SLM. I. La première consolidation est très rare et petite; elle est formée d'un peu de Plagioclase et d'Orthose avec très peu de Quartz en cristaux corrodés.

II. La pâte forme la masse principale, elle renferme essentiellement du Quartz, de l'Orthose, de l'Hématite et des paillettes de Séricite.

N° 652. *Châtelet.*

Roche blanche avec peu de première consolidation, spécialement du Quartz et du Feldspath.

SLM. I. Pas de Mica vert, Plagioclase dominant de nature albitique, peu d'Orthose; Quartz fortement corrodé. II. Pâte microgranulitique dominante avec peu de Quartz spongieux. III. Beaucoup d'Épidote.

N° 653. *Châtelet.*

Roche compacte, d'aspect légèrement gneissique.

SLM. I. Mica verdi, Plagioclases ainsi qu'Orthose complètement kaolinisés, passablement de Quartz.

Pâte microgranulitique chargée de Séricite.

Echantillon très dynamique, le Quartz est transformé par places en mosaïque.

N° 654. *Châtelet.*

SLM. I. Roche fortement écrasée comprenant quelques amas de jolies paillettes de mica brun, Orthose et Quartz écrasé en mosaïque.

II. Pâte microgranulitique surchargée de Séricite.

N° 655. *Châtelet.*

Roche très écrasée, grisâtre.

SLM. I. Les éléments sont presque méconnaissables et transformés soit en amas de Séricite, soit en Chlorite. Il y a très peu de Quartz. II. Pâte microgranulitique chargée de Séricite.

N° 698. *Au-dessus des Chalets de Planereuse.*

SLM. I. Mica vert plutôt rare, en petits amas et lamelles altérées. Feldspaths très abondants. Le Plagioclase est représenté par l'Oligoclase normal ou l'Oligoclase acide. Orthose en belles macles de Karlsbad, avec filonnets d'Albite. Peu de Microcline. Quartz bipyramidé abondant en petits cristaux ; on observe certains grands cristaux formés par une association pegmatoïde graphique d'Orthose et de Quartz. II. Belle pâte microgranulitique renfermant un peu d'Albite et de Microcline puis surtout de l'Orthose et du Quartz. Elle contient des paillettes de Séricite puis quelques lambeaux de Quartz et d'Orthose vermiculés par places. Quelques grains de Leucoxène et de Magnétite. Chlorite, Séricite, puis quelques fibrilles d'un Mica rouge brun, secondaire.

N° 688. *Treutz-Bouc.*

Roche grise, légèrement schisteuse.

SLM. I. Un peu de Zircon, d'Apatite, de Magnétite et de Sphène, beaucoup de Plagioclase, peu d'Orthose. Quartz bipyramidé très corrodé, formant par places des associations graphiques avec l'Orthose. Mica verdi abondant en amas.

II. Pâte microgranulitique de Quartz et d'Orthose avec beaucoup de Séricite.

N° 690. *Treutz-Bouc.*

Roche compacte grisâtre.

I. Plagioclase abondant. Peu d'Orthose altéré. Quartz bipyramidé rare.

Beaucoup de Mica vert d'herbe, puis quelques grains de Zircon, Apatite et Allanite entourée d'Épidote et de Zoïsite.

II. Pâte microgranulitique dans laquelle on distingue de l'Orthose, du Microcline très rare et du Quartz ; par places, il se développe un peu de Quartz spongieux globulaire. III. Séricite, Hématite, Zoïsite, Épidote, Calcite.

N° 691. *Treutz-Bouc.*

Echantillon un peu schisteux.

SLM. I. Amas de Mica verdi habituel; on trouve, de plus, quelques grandes lamelles mieux développées que les autres et analogues à la Biotite de la Protogine. Feldspaths complètement séricitisés et indéterminables. II. Pâte avec beau développement de Quartz spongieux, on y rencontre en plus quelques lambeaux d'Orthose et de Quartz, puis quelques grains de Zircon et d'Apatite.

N° 692. *Treutz-Bouc.*

Echantillon compact, à première consolidation très abondante.

SLM. I. Mica vert plutôt rare, épidotisé. Feldspaths très altérés avec quelques grains de Zoïsite, quelques rares et petites plages de Microcline frais, Quartz bipyramidé très corrodé fréquent. II. Très fine, microgranulitique avec beaucoup de petites lamelles de Mica et quelques petits lambeaux de Quartz et de Feldspath. III. Épidote, Séricite, Chlorite, Calcite.

N° 757. *Les Six-Niers.*

A l'œil nu, la roche ne renferme presque pas de première consolidation.

SLM. I. Un peu de Mica verdi, puis quelques plages d'Oligoclase-Albite. II. Pâte entièrement microgranulitique, formée par des grains de Quartz, de l'Orthose, du Microcline rare, et des jolies lamelles de Mica vert.

N° 715. *L'Amone*, dans la Paroi.

A l'œil nu, roche compacte, à première consolidation abondante.

SLM. I. Quelques amas de Mica noir, un peu de Magnétite, nombreux éléments feldspathiques à contour géométrique, complètement kaolinisés. Quartz corrodé brisé, rare et petit. II. Pâte microgranulitique avec superbes éponges de Quartz corrodé passant presque à des sphérolithes à croix noire. Ces éponges de Quartz entourent souvent la première consolidation, notamment le Quartz.

N° 505. Eboulis de l'*Amone.*

Belle roche d'aspect moucheté et compact.

SLM. I. La première consolidation est très abondante, elle comprend des amas de mica vert de forme habituelle, beaucoup de Plagioclases de grande taille, séricitisés, de l'Orthose et peu de quartz de plus petite dimension. II. Pâte formée en grande partie par du Quartz spongieux, passant par places à de la micropegmatite et entourant les grands cristaux de la première consolidation.

N° 506. Eboulis de l'*Amone.*

SLM. I. Abondante, plutôt petite, comprenant du mica vert sous forme habi-

tuelle, du plagioclase indéterminable montrant les profils m= 100, p= 001 a $^1/_2$ ($\overline{2}01$), d'assez grande dimension. Quartz plutôt rare, très fortement corrodé. Quelques-uns des cristaux de la première consolidation sont entourés de micropegmatite. II. Superbe pâte microgranulitique à grain grossier, formée essentiellement de Quartz, d'Orthose, et de Séricite.

III. Quelques beaux cristaux d'Épidote.

N° 507. Eboulis de l'*Amone*.

Superbe roche à deux temps bien accusés.

SLM. I. Le premier temps comprend des petits amas de Biotite verdâtre très polychroïque, riche en Apatite, des Plagioclases abondants en grande partie kaolinisés et indéterminables, puis de l'Orthose avec les faces p= 001, a^1= $\overline{1}01$ a $^1/_2$ = ($\overline{2}01$). Le quartz est bien développé et extraordinairement corrodé, avec pénétration interne de la pâte. II. Bien cristallisée presque microgranitique.

N° 511. Eboulis de l'*Amone*.

SLM. I. Première consolidation essentiellement feldspathique, très altérée, avec un peu de Biotite, Orthose plutôt rare, maclé, à contour géométrique net. Quartz rare, relativement peu corrodé. Par places, quelques belles et grandes Apatites. II. Pâte microgranulitique fortement séricitisée, avec quelques plages de quartz micropegmatoïde.

N° 516. Eboulis de l'*Amone*.

SLM. I. Beaucoup de Mica noir dans la première consolidation, puis des feldspaths indéterminables et un peu de Quartz de petite dimension. II. Pâte microgranulitique avec développement de Quartz spongieux.

N° 521. Eboulis de l'*Amone*.

SLM. I. Mica vert habituel. Quartz et Feldspaths à peu près également développés. Feldspaths corrodés et kaolinisés. Quelques petits cristaux de Zircon. II. Pâte superbe, entièrement microgranulitique, avec beaucoup de Quartz.

N° 533. Eboulis de l'*Amone*.

SLM. I. Première consolidation très abondante. Mica verdi, Magnétite, Plagioclases puis Orthose rares. Quartz très abondant, très corrodé, en partie fortement dynamométamorphosé.

II. Pâte microgranulitique très fine, avec développement de quartz spongieux autour de la première consolidation. III. Calcite.

N° 537. Eboulis de l'*Amone*.

SLM. I. Plagioclases altérés, Orthose, Quartz très fortement corrodé. II. Pâte microgranulitique, formant souvent auréole autour de la première consolidation, la roche passe à la micropegmatite. III. Séricite.

N° 730. *Maya*.

Belle roche grisâtre et compacte.

SLM. I. La première consolidation est formée. parties égales de Quartz et de Feldspaths, les Plagioclases prédominant sur l'Orthose.

II. Pâte microgranulitique parfaite.

N° 731. *Maya*.

SLM. I. Première consolidation abondante mais petite, formée essentiellement d'Oligoclase acide et d'Albite. Peu de Biotite chloritisée avec séparation de Magnétite. II. Pâte microgranulitique, avec un peu de Quartz spongieux. III. Séricite, Épidote.

N° 732. *Maya*.

SLM. I. Première consolidation rare formée surtout d'Orthose, puis de Plagioclases indéterminables. Quelques amas de Mica vert abondant. Un peu de Microcline, pas de Quartz.

II. Pâte très largement cristallisée, entièrement microgranulitique, formée par du Quartz, de l'Orthose, des lamelles de Biotite et de la Séricite,

N° 736. *Maya*.

Roche très cristalline qui, à l'œil nu rappelle certaines granulites filoniennes.

SLM. I. Orthose abondant avec filonnets d'Albite.

Quelques sections de Microcline parfois emprisonnées dans l'Orthose ou libres. Mica verdi ordinaire. Plagioclase peu abondant kaolinisé d'un type acide. Quartz très répandu. Autour des grands cristaux de cet élément, on voit se développer des auréoles de Quartz vermiculé qui se fondent insensiblement en une microgranulite très fine. II. La pâte est microgranulitique largement cristallisée, criblée de larges plages de Quartz vermiculé qui passe à la micropegmatite.

N° 705. *Maya au Sommet*.

SLM. I. L'élément feldspathique est remplacé par des amas séricitiques informes.

Quelques grands et beaux cristaux de Quartz bipyramidés corrodés, renfermant en inclusions des lamelles de Mica vert, et des parcelles de pâte. II. Pâte microgranulitique ordinaire. III. Calcite.

N° 713. *Maya au Sommet*.

Roche très analogue au numéro précédent.

SLM. I. Mica vert abondant, disséminé partout.

Un peu de Magnétite. Orthose puis Oligoclase, peu de Quartz. II. Pâte entièrement granulitique largement cristallisée, formée par des grains de Quartz, de l'Orthose, des petites lamelles de Biotite, et très peu de Plagioclases. Un peu d'Hématite. Séricite partout.

N° 359. *Col du Grépillon.* Rochers au-dessus du Col.

SLM. I. Plagioclases kaolinisés avec plages intérieures de Calcite. Orthose très frais, avec filonnets, en belles macles de Karlsbad. Quartz corrodé prépondérant, de beaucoup plus grande dimension que les autres éléments de la roche. II. Pâte microgranulitique, à tendance légèrement globulaire. Actions dynamiques manifestes.

N° F. *Col du Grépillon.* (Échantillon de la collection Favre.)

Belle roche très fraîche, provenant des éboulis au-dessus du col ; la première consolidation montre principalement des gros cristaux de Quartz.

SLM. I. Zircon rare, Apatite localisée dans le Mica. Biotite verte en amas, en partie chloritisée avec séparation de Magnétite, de Leucoxène et d'Oligiste. Plagioclase acide indéterminable, séricitisé. Orthose très frais de grande dimension, de structure microperthitique, présentant les contours p, h', a', a '/₂, et renfermant des taches kaolinisées ; un peu de Microcline, Quartz en beaux cristaux bipyramidés et légèrement corrodés.

II. Pâte microgranulitique très fine, avec lamelles de Mica vert, Séricite, Quartz et Orthose. Pas d'actions dynamiques très manifestes.

N° 762. *Grépillon.*

SLM. I. Première consolidation principalement feldspathique. Celle-ci est complètement kaolinisée et transformée en amas de Séricite. Quelques nids de petites lamelles de Mica vert, puis quelques grands cristaux de Quartz corrodés et lacunaires. II. Pâte microgranulitique, avec belles plages de Quartz spongieux globulaire disséminé dans la microgranulite.

N° 308. *Montagne de la Saxe*, dans les parois qui dominent le village de la Saxe.

SLM. I. La première consolidation est laminée.

Les Feldspaths sont transformées en traînées parallèles de Séricite, le Mica noir

est également aligné et laminé, très peu de Quartz. II. Pâte microgranulitique très fine, schisteuse.

N° 315. *Même localité.*

Type plus compact, à l'œil nu passablement de Quartz bipyramidé.

SLM. I. Plagioclases peu déterminables, la variété répond à l'Oligoclase-Albite. Beaux Orthoses maclés selon Karlsbad, peu de Mica vert. Beaucoup de Quartz en cristaux corrodés bipyramidés. II. Pâte microgranulitique ordinaire, très fine. Actions dynamiques manifestes très intéressantes, la pâte est schisteuse avec traînées parallèles de Séricite. Les Orthoses sont déformés, leurs angles changés, ou encore, la compression y développe des plans de glissement. III. Séricite et Epidote.

N° 286. *Mont-Chétif*, dans un couloir du versant N.

SLM. I. Orthose mal conservé, peu de Plagioclases ; Quartz rare comme d'ailleurs toute la première consolidation. II. Pâte microgranulitique surchargée de Séricite.

N° 289. *Mont-Chétif*, sur le chemin du Couloir au Sommet.

SLM. I. Peu de Mica, nombreux amas de Séricite montrant l'existence d'un Feldspath préexistant, la première consolidation est en grande partie formée par du Quartz bipyramidé corrodé. II. Pâte microgranulitique, chargée de traînées de Séricite et de lamelles de Chlorite. Actions dynamiques très intenses. Les cristaux de Quartz bipyramidés sont étirés dans le sens de la schistosité et forment de jolies lentilles appointées aux deux bouts, avec un petit espace vide à l'extrémité.

N° 290. *Mont-Chétif*, chemin du Couloir au sommet.

La disposition générale de cette roche est identique à celle du numéro précédent, mais les phénomènes dynamiques sont encore plus apparents. Les éléments feldspathiques ont complètement disparu et sont remplacés par des traînées sericitiques parallèles.

N° 268. *A la base du versant E. du Mont-Chétif.*

SLM. I. Peu de Mica vert complètement chloritisé, quelques Oligoclases acides, pas d'Orthose appréciable ; quelques grands cristaux de Quartz corrodés. II. Pâte microgranulitique composée essentiellement d'Orthose et de Quartz.

N° 272. *Mont-Chétif*, même provenance.

A l'œil nu, la roche est fortement laminée, elle prend une allure quasi-gneissique.

SLM. I. Peu de Mica, beaux cristaux terminés d'Orthose, quelques Albites. Quartz bipyramidé abondant. II. Pâte ordinaire. Les phénomènes dynamiques réduisent la première consolidation en mosaïque.

N° 267. *Mont-Chétif*, même provenance.

SLM. I. Beau plagioclase Oligoclase, Mica chloritisé, peu d'Orthose, puis Quartz brisé, réduit en mosaïque. II. Pâte microgranulitique avec développement de Quartz spongieux disposé parfois en auréoles autour des grands cristaux de Quartz.

§ 2. *Composition chimique des porphyres quartzifères*[1].

		N° 196	*N° 651*
SiO_2	=	75.81	78.25
Al_2O_3	=	13.70	13.22
FeO	=	2.24	1.11
CaO	=	0.72	1.29
MgO	=	traces	0.26
K_2O	=	4.13	4.00
Na_2O	=	3.96	3.88
Perte au feu	=	—	0.48
		100.56	102.49

		N° 653	*N° 698*	*N° 713*
SiO_2	=	69.81	75.81	68.87
Al_2O_3	=	14.78	13.15	16.49
FeO	=	3.15	1.16	2.62
CaO	=	2.94	0.89	2.25
MgO	=	0.98	0.35	0.32
K_2O	=	4.63	5.43	5.89
Na_2O	=	3.73	3.66	4.13
Perte au feu	=	0.78	0.40	0.83
		100.80	100.85	101.40

[1] Analyses faites et publiées avec F. Pearce.

		N° 715	*N° 732*
SiO_2	=	67.78	71.03
Al_2O_3	=	15.88	15.24
FeO	=	3.97	2.58
CaO	=	2.90	1.39
MgO	=	1.25	0.43
K_2O	=	4.95	6.12
Na_2O	=	3.95	4.29
Perte au feu	=	1.32	0.27
		102.00	101.35

		N° 757	*N° 359*
SiO_2	=	71.48	73.25
Al_2O_3	=	14.82	14.39
FeO	=	2.42	2.21
CaO	=	0.93	2.36
MgO	=	0.27	0.53
K_2O	=	5.69	5.94
Na_2O	=	4.00	3.02
Perte au feu	=	0.35	1.11
		99.96	102.81

N° 196 = Arête de la Breya, type à pâte globulaire.

N° 651 = Arête du Châtelet, type porcelainé blanchâtre, à première consolidation insignifiante.

N° 653 = Arête du Châtelet au sommet, type laminé et d'aspect gneissique.

N° 698 = Au-dessus des Chalets de Planereuse. Superbe roche à deux temps bien accusés, Microgranulite typique.

N° 713 = La Maya au Sommet. Type très compact finement grenu.

N° 715 = L'Amone dans les parois de la base. Roche compacte du type moucheté.

N° 732 = La Maya, type compact grisâtre, à première consolidation peu apparente.

N° 757 = Les Six-Niers, roche très compacte avec peu de première consolidation.

N° 359 = Col du Grépillon. Superbe roche à deux temps, à première consolidation abondante, principalement quartzeuse.

L'analogie chimique que présentent ces porphyres quartzifères, avec les granulites filoniennes qui traversent la protogine est manifeste. Peut-être sont-ils un peu plus acides, mais le pourcentage des divers éléments reste dans les deux cas dans les mêmes proportions et l'on croirait avoir à faire à un seul et même magma consolidé de deux manières différentes. Les variations que l'on observe d'un type à l'autre sont d'ailleurs de même nature que celles que l'on voit chez les granulites, peut-être le fer est-il plus abondant dans les porphyres, ce qui tient aux petits amas micacés qui sont si fréquents dans ces roches. En tout cas, la comparaison de ces porphyres avec d'autres roches analogues de la première zone alpine est intéressante, elle montre que les microgranulites du Val Ferret sont d'un type très acide, qui a son correspondant dans les roches étudiées par M. Termier dans le Massif du Pelvoux, tandis que les microgranulites du Grand-Mont étudiés par l'un de nous sont d'un caractère plus basique.

		N° I	N° II	N° III
SiO_2	=	72.44	69.70	67.70
Al_2O_3	=	14.63	14.84	15.48
Fe_2O_3	=	2.49	0.22	2.60
FeO	=		2.87	2.94
CaO	=	1.74	2.32	2.20
MgO	=	0.42	0.80	0.93
K_2O	=	5.18	4.48	1.77
Na_2O	=	3.84	3.47	4.48
Perte au feu	=	0.69	2.00	1.96
		101.43	100.70	100.06

N° I. Moyenne des analyses des quartz-porphyres du Val Ferret.
N° II. Microgranulite de Gasteren (Duparc).
N° III. Microgranulite du Grand-Mont (Duparc).

§ 3. *Résumé relatif aux porphyres.*

Nous résumerons maintenant en quelques mots les traits les plus caractéristiques des quartz-porphyres du Val Ferret de la manière suivante :

1° Sur tout le versant Sud-Est du Massif du Mont-Blanc, du Catogne au Col du Grépillon, la protogine est flanquée d'une bande plus ou moins large de quartz-porphyres. La continuation de cette bande doit être cherchée au Mont-Chétif et à la Montagne de la Saxe.

2° Ces porphyres entrent partout en contact mécanique avec les couches sédimentaires du Val Ferret, et n'y développent nulle part des phénomènes métamorphiques.

3° Le contact de ces porphyres avec la protogine est franc et se fait souvent par l'intermédiaire de variétés laminées ou de roches cristallines micacées. Il est à remarquer que la protogine s'aplitise au contact et se crible d'innombrables filons de granulite.

4° Les bancs de porphyres alternent avec des roches variées, micaschistes, amphibolites, syénites et diorites ; ils paraissent cependant former la majeure partie du complexe. Près de l'extrémité Nord-Est du massif, les porphyres se présentent en filons dans les schistes cristallins.

5° Au point de vue pétrographique, les porphyres du Val Ferret sont des Micro-granulites à deux temps avec des variations très grandes dans le développement relatif de la première et de la seconde consolidation. Elles sont toujours entièrement cristallines, sans traces de base vitreuse ou felsitique. La seconde consolidation affecte toutes les structures comprises entre le type franchement granulitique et le type globulaire en passant par le type micropegmatoïde et les variétés à étoilement.

6° La composition chimique des quartz-porphyres nous montre une variété acide, dans laquelle le Quartz abonde dans la seconde consolidation. Le magma primitif de ces roches ne se différencie guère, chimiquement parlant, de celui qui a donné naissance aux aplites, voire même à la protogine aplitique du versant Nord.

7° Tous les porphyres, sans exception, accusent des phénomènes dynamiques plus ou moins violents qui, lorsqu'ils sont exagérés, peuvent détruire et morceler entièrement la première consolidation et transformer ces roches en véritables schistes d'aspect détritique et sériciteux.

§ 4. *Les Orthophyres de la région Sud-Ouest du Mont-Blanc.*

Sur la rive droite du glacier de Trélatête, puis dans les schistes cristallins que l'on voit affleurer à deux reprises sur la route du Col du Bonhomme à celui des Fours à travers les déchirures de la couverture sédimentaire, enfin dans les Mica-schistes de l'Aiguille du Glacier, on rencontre des filons d'une roche éruptive porphyrique.

Ces roches, grisâtres ou verdâtres, d'aspect compact, légèrement laminées, présentent une première consolidation bien visible ; elles sont d'habitude dans un état de décomposition avancée et partant peu déterminables. Nous en donnerons cependant les caractères microscopiques.

N° 391. Entre le Col du Bonhomme et celui des Fours.

Roche grise avec des cristaux feldspathiques très visibles dans la première consolidation.

SLM. Au premier temps, Orthose rare, peu de Plagioclase, probablement de l'Oligoclase basique. Biotite chloritisée avec Magnétite et Apatite. Peu de Quartz corrodé. La pâte est absolument altérée et transformée en une masse séricitique et argileuse.

N° JV. 196. *Aiguille du Glacier.*

SLM. I. Plagioclase complètement kaolinisé, indéterminable, réduit en amas de Séricite ou encore en plages de Calcite.

L'Orthose manque d'habitude. Sphène en grains brunâtres très abondants.

II. Microlithes feldspathiques très allongés, macles selon Karlsbad et s'éteignant à peu près à 0°.

On trouve aussi quelques microlithes indéterminables de Plagioclase, quelques grains de Quartz, puis des produits ocreux joints à de la Séricite abondante.

TROISIÈME PARTIE

LES ROCHES CRYSTALLOPHYLLIENNES ACIDES ET BASIQUES DU MASSIF DU MONT-BLANC

CHAPITRE XII

LES SCHISTES CRISTALLINS

§ 1. Généralités et opinions des divers auteurs. — §. 2 Profils à travers les Rochers de Mottets. — § 3. Profil par la vallée de Chamounix, Pierre Pointue, le Sommet, le Mont Brouillard. — § 4. Profil du Col de Balme aux Chalets des Grands et Vesvet. — § 5. Les schistes de la region de l'extrémité Sud-Ouest du Mont-Blanc. — § 6. Les schistes cristallins dans la région des porphyres du Val Ferret.

§ 1. *Généralités et opinions des divers auteurs.*

Nous avons déjà vu que, dans le Massif du Mont-Blanc, le granit affleure en boutonnière au milieu des schistes cristallins.

Une connaissance approfondie de ces derniers est donc nécessaire, d'autant plus que la question des schistes cristallins est connexe à celle de l'âge de la protogine.

Les formations cristallines du Mont-Blanc ont été divisées par les anciens auteurs, en deux horizons. Favre[1] distingue en effet dans celles-ci des gneiss et des micaschistes, les seconds inférieurs aux premiers. Les gneiss bordent immédiatement l'amigdale de la protogine, les micaschistes viennent ensuite et entrent directement en contact avec les formations sédimentaires.

[1] Favre. Liste bibliographique, N° 18.

Gerlach[1], sur la carte géologique suisse 1 : 100.000, adopte la manière de voir précédente.

Il figure aussi une première bande de gneiss, immédiatement au contact du granit, puis une seconde bande de schistes micacés et talqueux, qui passent eux-mêmes au gneiss.

Tout récemment, M. Michel Lévy[2] subdivise les schistes cristallins en deux niveaux également; l'inférieur est formé par des micaschistes à mica blanc du type ξ^2, le supérieur par des schistes micacés, chloriteux et séricitiques, compris sous la rubrique générale *xa*.

Nous-mêmes avons cherché à établir une stratigraphie complète des roches cristallines, l'exposé qui suivra montrera clairement que cette tentative a été absolument infructueuse et, qu'à notre avis, la question n'est pas susceptible d'être résolue pour le moment.

Le manteau cristallin est incontestablement fortement plissé en plis isoclinaux très aigus, qui amènent des alternances réitérées de divers types pétrographiquement fort différents et d'âge sans doute varié, mais dont il n'est cependant pas possible d'établir la succession. En effet, toutes les roches cristallines de ce manteau ont été plus ou moins profondément modifiées par le granit et cette granitisation peut changer à tel point le caractère d'une roche qu'elle la rend méconnaissable, elle masque fort souvent la structure primitive et amène des alternances gneissiques qui n'ont rien d'originel.

Ces quelques considérations, que nous allons développer tout au long, nous ont conduit à étudier ces roches cristallines d'une manière un peu différente de celle adoptée pour la protogine. Nous suivrons la succession de ces divers types sur une série de profils, en décrivant leur aspect sur le terrain comme aussi sous le microscope, et en y joignant le cas échéant leur composition chimique; nous tâcherons ensuite de tirer de cet exposé quelques considérations générales.

§ 2. *Profil à travers les Rochers des Mottets.*

Ceux-ci forment une petite bosse arrondie de couleur rousse, qui se continue par les rochers de la Filia, sur la rive gauche du glacier des Bois. Ces rochers sont

[1] Gerlach. Liste bibliographique. N° 21.
[2] Michel-Lévy. id. N° 34.

fortement moutonnés, une entaille peu profonde sépare la Filia des Mottets. Cette coupe se poursuit par le Montanvert.

A la base même des Mottets, on trouve d'abord des roches feldspathiques, qui sont de véritables gneiss séricitiques à grain fin.

SLM. (N° 478). Ces roches présentent la structure des micaschistes injectés. Le fond de la roche est formé d'une association parallèle de Quartz flou avec de jolies et fines paillettes de Séricite, puis quelques lamelles d'une Chlorite verdâtre, peu polychroïque. On y trouve également un peu de Leucoxène, de Zoïsite et d'Hématite. Dans ce fond, on rencontre quelques jolis cristaux de Zircon relativement gros, un peu de Biotite, quelques plages informes d'Orthose et de Microcline, puis plus rarement de l'Oligoclase acide ou de l'Albite et enfin une série de lentilles allongées de Quartz grenu, alignés sensiblement parallèlement à la schistosite générale.

Souvent ce Quartz grenu se développe autour d'une glandule d'Orthose. L'analyse ci-jointe de cette roche montre un type acide qui se rapproche d'une granulite mais s'en distingue toutefois par sa teneur en chaux, en magnésie et par sa perte au feu.

Analyse du N° 478

Si_2O	=	68.60
Al_2O_3	=	14.78
Fe_2O_3	=	5.22
CaO	=	2.10
MgO	=	1.06
K_2O	=	5.31
Na_2O	=	3.08
Perte au feu	=	1.65
		101.80

Un peu au-dessus de ces gneiss, on rencontre de nombreux filons de granulite qui les traversent et qui produisent une granitisation encore plus intense. Ainsi (N° 498. SLM.), la structure reste la même, mais l'apport des éléments du granit augmente sensiblement.

La base reste bien toujours un schiste séricitique, mais le Quartz et le Feldspath n'y forment plus des lentilles mais, au contraire, imprègnent toute la roche. Celle-ci

abonde en jolis prismes de Zircon qui mesurent jusqu'à 0,027^{mm}, on y trouve aussi un peu de Sphène, de la Magnétite et quelques paillettes de Mica verdi. La granulite imprègne la roche à tel point que ce n'est que sur quelques régions que l'on peut observer la disposition primitive du schiste. Partout on rencontre pêle-mêle des grands cristaux d'Orthose ou de Microcline avec du Quartz grenu qui forme par places soit des lentilles, soit des associations granulitiques, soit encore des plages pegmatoïdes, le centre de la plage étant un feldspath vermiculé entouré d'une micropegmatite de Quartz et d'Orthose. Ce type est nécessairement plus acide que le précédent, l'analyse montre bien son caractère plus franchement granulitique.

Analyse du N° 498

SiO_2	=	**70.30**
Al_2O_3	=	**16.09**
Fe_2O_3	=	**4.11**
CaO	=	**1.30**
MgO	=	**1.11**
K_2O	=	**4.40**
Na_2O	=	**3.57**
Perte au feu	=	**1.30**
		102.18

En continuant à monter, on s'éloigne bientôt des filons indiqués ci-dessus et l'aspect des schistes change immédiatement.

Tout en restant gneissiques, ils deviennent beaucoup plus séricitiques et très légèrement glandulaires.

SLM. (N° 487.). La roche paraît d'ailleurs plus chloriteuse et micacée, elle est formée en majeure partie de lamelles de chlorite et de Séricite jointes à du Quartz moiré. Par places on y observe de véritables nids chloriteux avec développement de Sphène et de Magnétite, puis aussi de Biotite verdie polychroïque dans les tons brunâtres, et accompagnée de Leucoxène.

Quant au Quartz et au Feldspath presque exclusivement potassique, ils se développent en glandules, et en petites lentilles. La composition chimique de cette roche marque un retour vers une acidité moindre, une analyse sommaire a donné 65,10 °/₀ de $Si\,O_2$.

En allant toujours plus haut dans le profil, on retrouve une zone très riche en filons de granulite, et les schistes sont alors de nouveau fortement modifiés.

SLM. (N° 488). On a beaucoup de peine à distinguer ceux-ci des véritables granulites. La roche renferme beaucoup d'Orthose et d'Oligoclase acide, réunis à du Quartz grenu de plus petite dimension ; par places on trouve un peu de Séricite, de Chlorite, de Leucoxène et quelques jolis cristaux d'Hématite. Les plages dans lesquelles la Chlorite et la Séricite forment avec du Quartz une association nettement schisteuse sont rares ; ce sont les éléments de la granulite qui dominent ici. Mais bientôt cette granulisation diminue de nouveau et il y a retour vers des variétés moins métamorphosées, d'un type glandulaire cependant.

En même temps, la structure microscopique change. SLM. (N° 489.) Le schiste est formé de la réunion de la Séricite à une Biotite brun verdâtre, fortement polychroïque, en partie chloritisée avec production abondante de Leucoxène. Dans la Biotite on trouve de l'Apatite et un peu de Zircon. Des bandes séricitiques et micacées alternent avec des zones plus quartzeuses, des chapelets de grains de Quartz polyédriques cristallisent entre les feuillets du Mica et de la Séricite et forment souvent des lentilles très allongées.

En même temps, dans les régions quartzeuses, on trouve accidentellement une plage d'Orthose ou de Microcline, et plus rarement de Plagioclase acide.

Dans les rochers de la Filia on observe les mêmes phénomènes qu'aux Mottets. La majorité de ces rochers est formée en effet de schistes très fortement granulitisés. (N° 490), dans lesquels on voit déjà apparaître de belles lamelles de Mica blanc plus ou moins contournées. Ces types se continuent jusqu'au Montanvers avec des alternances innombrables et identiques à celles dont il vient d'être question. C'est au Montanvers qu'apparaissent les premiers bancs de Leptynite.

Si du Montanvers on se dirige vers la Mer de Glace en suivant le sentier, on peut constater que les schistes cristallins prennent une allure de plus en plus gneissique, et ce caractère s'accentue dans le voisinage immédiat du contact avec la Protogine.

En même temps, le Mica blanc devient plus abondant. Il n'y a cependant pas de différence fondamentale entre les roches du Montanvers et ceux des Mottets, les variations observées proviennent exclusivement du degré et du mode de granulitisation. C'est ce que l'on peut aisément voir en se déplaçant un peu, et en examinant l'allure des schistes cristallins au voisinage du contact sous les Grandes-Ai-

guilles. Tantôt ceux-ci paraissent complètement imprégnés par les éléments de la granulite à laquelle ils passent latéralement, tantôt l'on voit naître à leur détriment toute une série de faciès gneissiques variés. D'autres fois encore, l'injection est nettement lenticulaire et développe dans le schiste très métamorphosé des lentilles de pegmatite mesurant de 1 à 12 centimètres. Celles-ci examinées sous le microscope (n° 401) sont formées par des cristaux-plages d'Orthose, avec un peu d'Albite et de Microline, noyés littéralement dans une pâte de Quartz polyédrique, de beaucoup plus petite dimension. On y trouve aussi quelques petites lamelles de Chlorite, résultant probablement de la transformation d'une Biotite préexistante. On peut voir admirablement ce genre de roches sur plusieurs points du sentier qui longe la Mer de glace.

Le gneiss dans lequel se développent les dites lentilles, est formé par du Quartz moiré, réuni à quelques paillettes de Mica blanc, il est imprégné partout de Quartz grenu qui y forme des lits, des lentilles, ou des nids disséminés. On y trouve aussi quelques plages d'Orthose, de Microcline, et des grandes lamelles de Muscovite.

Dans le voisinage de l'Angle, près du contact, on trouve une multitude de bancs de Leptynite blancs ou jaunâtres SLM. (N° 402), elles sont formées d'une association très fine de Quartz moiré, d'Orthose, Anorthose et Mica blanc, joints à d'abondants grains de Zoïsite. Le tout est imprégné de Quartz grenu. Ces roches sont très acides et riches en soude comme le montre l'analyse qui suit.

Analyse du N° 402.

SiO_2	=	74.25
Al_2O_3	=	17.50
CaO	=	1.95
K_2O	=	1.39
Na_2O	=	5.70
		100.79

Si maintenant l'on traverse la Mer de Glace pour faire un profil analogue sur la rive droite du Glacier des Bois, on trouve en grande partie des roches semblables comme, aussi d'autres de type fort différent.

Au Mauvais Pas, vis-à-vis du Montanvers, on rencontre des véritables schistes chloriteuses. SLM. (N° 58). Le tissu principal de ces roches est formé par des la-

melles d'une Chlorite vert pâle, faiblement polychroïque, entremêlées de petits grains d'Orthose criblés d'inclusions opaques. La Séricite accompagne d'ailleurs la Chlorite ; partout où ce dernier élément est prédominant, il se développe une multitude de petits grains de Sphène de la Magnétite et de l'Hématite. Rarement l'on rencontre à l'état isolé du feldspath de plus grande dimension, puis aussi quelques lentilles de Quartz grenu qui s'infiltre dans le canevas du schiste.

Analyse du N° 58.

SiO_2	=	50.28
Al_2O_3	=	19.22
Fe_2O_3	=	16.01
CaO	=	1.71
MgO	=	4.06
K_2O	=	2.01
Na_2O	=	3.10
Perte au feu	=	4.33
		100.72

La composition chimique ci-jointe, nous montre un type presque basique, peu modifié.

Plus bas, au Chapeau, on trouve des véritables gneiss d'injection, identiques à ceux des Mottets. (N° 56) SLM. Ils sont très riches en Sphène accumulé sur certains points, en grains de Magnétite, en Chlorite verte, et en petites lamelles de Biotite polychroïque dans les tons vert-bouteille. La granulite imprègne comme d'habitude la roche, en y développant de l'Orthose, beaucoup d'Oligoclase-Albite, puis du Quartz disséminé partout.

§ 3. *Profil par la vallée de Chamonix, Pierre-Pointue, le Sommet, et le Mont-Brouillard.*

Nous partirons du point où les formations cristallines descendent le plus bas vers la vallée de Chamonix ; c'est-à-dire au-dessous de la Cascade de Blaitière.

A la base, on rencontre des roches injectées très analogues à celles des Mottets. Elles sont verdâtres, d'aspect gneissique et sériciteux, à l'œil nu on y voit quelques gros cristaux d'Orthose.

SLM. N° 1. Il est difficile de faire la part du schiste et celle de la granulite, et c'est à peine si l'on distingue encore la structure parallèle sur des lamelles de Séricite et de Mica associées à du Sphène et de la Magnétite. Partout la granulite développe de l'Orthose, un peu d'Albite, des lamelles de Muscovite et beaucoup de Quartz ; par places même ces divers éléments forment des associations granitiques. Un peu de Calcite secondaire.

Analyse du N° 1.

Si_2O_2	=	68.30
Al_2O_3	=	16.23
Fe_2O_3	=	3.17
CaO	=	1.15
MgO	=	0.65
K_2O	=	8.85 par différence.
Na_2O	=	
Perte au feu	=	1.65
		100.00

Un peu plus haut, les schistes deviennent fissiles, sont beaucoup moins gneissiques et ressemblent aux schistes chloriteux et séricitiques.

SLM. N° 2. Ces roches rappelent absolument celles du Mauvais Pas. Elles sont formées en très grande partie par de la Chlorite peu colorée, de la Séricite, de la Magnétite et de l'Hématite associés à du Quartz mal individualisé. Le Sphène en petits grains, bien que peu répandu partout, se concentre volontiers sur certains points. La roche est faiblement granutilisée. On y trouve cependant, à l'état isolé, quelques rares plages de Quartz.

Ce type se continue plus haut, mais toujours plus ou moins granutilisé.

SLM. N° 8. *Près du Pavillon de Blaitière.*

Les schistes sont encore formés d'une association parallèle de Chlorite et de Séricite avec nombreux grains de Sphène, Zoïsite et Hématite, mais on voit apparaître des bandes de Quartz grenu qui s'insinuent entre les lamelles de Séricite, puis quelques grains de Zircon et quelques plages d'Orthose, d'Oligoclase-Albite et de Quartz. C'est en somme une roche assez analogue à celle du Mauvais Pas, mais dans lesquelles l'acidité augmente.

Analyse du N° 8.

SiO_2	=	54.83
Al_2O_3	=	18.98
Fe_2O_3	=	10.97
CaO	=	1.48
MgO	=	4.63
K_2O	=	3.78
Na_2O	=	3.40
Perte au feu	=	2.92
		100.99

Au-dessus du Pavillon de Blaitière et de la roche précédente, les schistes ont toujours le même caractère, mais sont imprégnés de Quartz; ils renferment du Plagioclase et beaucoup de Magnétite en traînées parallèles. En continuant la section, plus à l'Ouest, aux Chalets de Pra, les filons de granulite deviennent plus distincts; les schistes sont alors glandulaires et très injectés.

SLM. N° 17. La Biotite y est largement développée; son polychroïsme est intense *ng* = rouge brun, *np* = jaunâtre très pâle. Elle dessine dans la coupe une série de feuillets contournés, soulignés par une multitude de petits grains de Magnétite, quelquefois même par des grilles de fer titané. Elle renferme de la Sagénite en inclusions. Le Grenat s'y trouve en rares sections, le Sphène en petits grains, enfin, la Séricite y est abondante. Quelques grains d'Orthose, puis des lentilles de Quartz grenu et un peu de Mica blanc.

Un peu plus haut, il y a retour vers les types chloriteux et sérécitiques décrits précédemment.

Analyse du N° 17.

SiO_2	=	60.10
Al_2O_3	=	19.84
Fe_2O_3	=	8.12
CaO	=	1.64
MgO	=	2.59
K_2O	=	3.12
Na_2O	=	2.52
Perte au feu	=	2.67
		100.60

SLM. N° 20. Les échantillons sont essentiellement formés de Séricite et de Chlorite avec du Sphène, de la Magnétite et peu de Quartz. Près de la Pierre-Pointue, le Mica blanc se développe largement dans les schistes qui sont d'ailleurs ici percés par des apophyses.

SLM. N° 23. Le Mica blanc est réuni à de la Chlorite et à de l'Hématite, tandis que de larges cristaux d'Orthose et de Microcline maclés selon Karlsbad, sont disséminés partout de même que le Quartz grenu qui imprègne toute la roche. Celle-ci se distingue à peine d'une granulite et la composition chimique de cette roche montre bien son véritable caractère.

Analyse du N° 23.

SiO_2	=	68.80
Al_2O_3	=	16.76
Fe_2O_3	=	2.69
CaO	=	0.90
MgO	=	0.36
K_2O	=	3.50
Na_2O	=	4.72
Perte au feu	=	1.23
		98.96

A partir de Pierre-Pointue, les filons de granulite se multiplient, car l'on s'approche alors de la zone de contact, les schistes deviennent de plus en plus gneissiques, renferment presque toujours du Mica blanc; ils sont acides comme le montrent les deux analyses suivantes, le N° 25 provenant d'un peu au-dessus de Pierre-Pointue, et le N° 33 près du contact sous l'Aiguille du Plan.

		Analyse du N° 25.	*Analyse du N° 33.*
SiO_2	=	63.85	63.85
Al_2O_3	=	18.77	18.07
Fe_2O_3	=	4.43	5.13
CaO	=	1.55	3.00
MgO	=	1.08	1.73
K_2O	=	4.02	6.59 par différence.
Na_2O	=	4.42	
Perte au feu	=	1.75	1.63
		99.87	100.00

En contournant maintenant la protogine dont le contact se trouve à la base de l'Aiguille du Midi, on trouve à la Pierre à l'Echelle, une traînée d'Amphibolites avec intercalation d'un calcaire blanc cristallin; puis, traversant le glacier des Bossons, on arrive au rocher des Grands-Mulets. Celui-ci est entièrement formé par des roches cristallines qui, en majeure partie sont grisâtres et satinées et qui, sous le microscope, présentent deux types. Le premier (N° 7, J. V.) à grain très fin, est absolument schisteux. Il renferme de l'Amphibole, et devrait être traité avec les Amphibolites bien que, par sa structure, il se rattache intimement aux schistes chlorito-séricitiques. Sa composition chimique est donnée par l'analyse qui suit :

Analyse du N° 7 (J. V.).

SiO_2	=	56.90
Al_2O_3	=	25.03
Fe_2O_3	=	
CaO	=	6.05
MgO	=	4.07
K_2O	=	3.84
Na_2O	=	3.56
Perte au feu	=	1.46
		100.91

Le second type est une roche schisteuse (N° 8) qui SLM., est essentiellement formée par de la Séricite et de la Zoïsite.

Cet élément en grains arrondis ou allongés, est plus ou moins moulé par la Séricite. Celle-ci possède un polychroïsme appréciable dans les tons brun pâle : elle s'éteint à 3-4° du clivage. On trouve aussi quelques gros cristaux de Zoïsite et de l'Amphibole en prismes vert pâle, qui sur les bords se transforme en Mica brun. Les coupes renferment aussi quelques sections d'un minéral couleur bronze, très polychroïque, dont les caractères optiques paraissent correspondre à ceux d'un minéral nouveau trouvé antérieurement par l'un de nous dans un galet de conglomérat houiller[1].

Sur la face Ouest du Rocher des Grands-Mulets, les schistes en couches puissantes, d'apparence compacte, ont une allure gneissique.

[1] L. Duparc et E. Ritter. Mém. Soc. Phys. 1894.

SLM. (N° 14. J. V.). La base en est encore séricitique et les paillettes de ce minéral disséminées dans tous les sens sont réunies par du Quartz flou. On observe certaines régions de la coupe parfaitement schisteuses, formées par du Quartz et des lamelles parallèles de Mica blanc, tandis qu'en d'autres points on trouve des lentilles d'une Biotite brune en petites lamelles, associée à de la Zoïsite. Partout on voit des plages de Quartz granitoïde et granulitique, puis de l'Oligoclase kaolinisé qui vient insensiblement se confondre avec la masse principale. A signaler quelques prismes d'Amphibole.

Certaines variétés des mêmes schistes sont plus fortement granulitiques (N° 15, J. V.), SLM.

Les portions encore visibles du Micaschiste sont formées de petits grains de Quartz et de Mica, tandis que partout la roche est pénétrée et disloquée par une granulite dont les Plagioclases acides sont kaolinisés et transformés en amas séricitiques. L'Apatite, la Biotite brune s'y rencontrent, ainsi que la Zoïsite et l'Épidote. Des filons de granulite traversent en plusieurs points ces schistes ainsi que les Amphibolites qui sont très développées aux Grands-Mulets, et que nous décrirons ultérieurement.

Le Rocher Pitschner paraît de constitution analogue à celle des Grands-Mulets.

Il est suivi du Rocher de l'Heureux-Retour (3505^{m}) qui s'élève verticalement d'une trentaine de mètres au-dessus du Glacier de Taconnaz.

Sur les 30 ou 40 mètres qui dominent le glacier, le rocher est entièrement formé par des schistes séricitiques et des Amphibolites. Les premiers (N° 33 J. V). renferment principalement de la Séricite en paillettes qui s'entrecroisent en formant un tissu serré et dense, qui présente par places une orientation parallèle. On trouve également des grains de Fer Titané, entourés d'une couronne de Leucoxène, puis quelques plages d'Orthose et surtout de Quartz, qui ont fréquemment un caractère détritique marqué. Souvent sur leurs bords on voit s'insérer des paillettes de Séricite, comme c'est le cas dans certains grès métamorphiques du houiller. Un peu d'Hématite et d'Épidote secondaires.

Le profil se continue par le Dôme du Goûter qui est en grande partie couvert de neige.

On trouve cependant deux pointements rocheux, aux points 4072 et 4275, tandis qu'une vingtaine de mètres au-dessous de ce dernier, en allant vers l'Aiguille du Goûter, on trouve un affleurement plus étendu. Le Dôme du Goûter

est en grande partie formé par des schistes verdâtres, plus ou moins satinés, dans lesquels l'œil nu distingue déjà des gros cristaux de Pyrite. Ce sont des micaschistes qui SLM. (N° 46, J.V.), renferment de l'Oligoclase acide et de l'Albite abondants, de l'Orthose et du Quartz.

Ces divers éléments sont réunis par de la Séricite en paillettes, du Mica brun épigénisé en partie en Chlorite verdâtre et des grains d'Épidote extraordinairement abondants. Les grands cristaux de Pyrite s'entourent d'une auréole de Muscovite qui ne se développe que là. Dans cette Pyrite, on remarque du Feldspath inclus. L'analyse a été faite sur deux roches un peu différentes, le n° 43 moins quartzeux, et le N° 46 décrit.

	Analyse du N° 43	*Analyse du N° 46*
SiO_2 =	54.39	59.66
Al_2O_3 =	20.57	16.69
Fe_2O_3 =	4.68	6.75
CaO =	3.07	3.14
MgO =	6.01	4.78
K_2O =	5.29	5.29
Na_2O =	2.79	3.67
Perte au feu =	3.69	1.76
	100.49	101.74

Une crête monte du Dôme du Goûter au sommet du Mont-Blanc. Les Bosses sont les premiers rochers que l'on y rencontre SLM. (N° 61 et 62 J.V.), les roches des Bosses ressemblent beaucoup à celles des Grands-Mulets. Ce sont des types séricitiques, dans lesquels on trouve cependant bon nombre d'aiguilles d'Amphibole, de la Chlorite, beaucoup de petits grains de Sphène, de l'Épidote, de la Magnétite, puis quelques rares lentilles de Quartz granulitique accompagnées de une ou deux plages d'Orthose.

Le Rocher des Bosses est également une région d'Amphibolites et de filons de Granulites et de Pegmatites.

Des Bosses jusqu'aux rochers du Mont-Blanc, la crête est couverte de glace, mais on trouve une arête étroite et dentelée accolée sur le versant ouest de la calotte du Mont-Blanc qui constitue les rochers de la Tournette (4672^m). Cette

crête est formée de micaschistes granulitiques à Mica brun, criblés de filons granulitiques à grain souvent si grossier, qu'on pourrait les prendre pour de la Protogine finement grenue.

Le sommet même du Mont-Blanc est complètement couvert de glace.

Il est formé par une longue arête de 500 mètres environ dirigée de l'Est à l'Ouest, qui prend naissance au-dessus de la Tournette et monte par des pentes inégales jusqu'au point culminant.

Elle est soutenue par une arête rocheuse visible sur la moitié de la longueur, qui est encore formée de micaschistes granulitiques. Ceux-ci, (N° 82, J. V.) SLM. renferment de la Biotite brune, de l'Hématite, beaucoup d'Orthose et de Quartz, puis un peu de Leucoxène; ou encore ils présentent un type glandulaire, (N° 86. J. V.) SLM., ils sont formés par des zones alternativement quartzeuses et feldspathiques, entremêlées d'une Biotite brune filamenteuse décomposée, avec inclusions de Zircon. Les lamelles de Biotite sont séparées par des canaux de décomposition remplis de matières ferrugineuses, de Leucoxène, d'Épidote et de Zoïsite. Le Quartz est en lentilles formées par la réunion de plusieurs individus à extinctions onduleuses.

Comme on le voit, *le sommet du Mont-Blanc n'est pas en protogine comme on l'a toujours cru*, l'érosion n'a en ce point pas encore décapé complètement le manteau cristallin qui recouvre le culot éruptif.

Une arête étroite joint vers le Sud, le Mont-Blanc avec le Mont-Blanc de Courmayeur.

Vers le milieu surgit le Rocher de la Tourette (4759 m.) qui montre un beau développement d'Amphibolites. Le dernier rocher du Mont-Blanc de Courmayeur par contre est formé par de beaux micaschistes (N° 96 et 97. J. V.) SLM. ils sont très riches en Mica brun d'un polychroïsme intense et caractéristique ng = brun rouge intense ; nm = brun ; np = jaune pâle. Les inclusions d'Apatite y sont nombreuses. Le feldspath, primitivement très abondant est fortement décomposé et remplacé par une masse argileuse, chargée de Séricite.

On trouve aussi quelques lamelles de Chlorite, puis quelques macles à peine visibles d'Albite.

On peut maintenant continuer notre profil sur le versant Sud du Massif du Mont-Blanc par l'arête du Mont-Brouillard qui part du Mont-Blanc de Courmayeur et descend jusque dans le Val Véni. Près du sommet et sur quelques centaines de mètres, on peut observer les types suivants :

On a d'abord des schistes très compacts silicieux et noirâtres disposés en bancs presque verticaux. Ceux-ci (N° 334 J. V.) SLM., sont très riches en Biotite brune, dont les jolies lamelles sont réunies à du Feldspath fortement kaolinisé et indéterminable ; puis à du Quartz à extinctions onduleuses.

La roche renferme beaucoup d'Apatite libre, disséminée partout, puis quelques rares sections de Grenat incolore.

Un peu plus bas, (N° 335 J. V.) la roche est absolument différente. Elle est saturée de Magnétite, et formée essentiellement d'un agrégat de lamelles de Séricite, Chlorite, et Mica blanc, avec des grains de Zoïsite et des matières argileuses, et partout du Quartz en plages.

En continuant à descendre, on retrouve des schistes analogues au N° 334 mais de couleur moins foncée (N° 335 J. V.). Ceux-ci renferment toujours la même Biotite brune, beaucoup d'Apatite, de la Magnétite, et peu de Mica blanc. Ils sont imprégnés d'éléments granitiques sous forme de plages d'Orthose, d'Albite et de Quartz.

On y trouve aussi quelques petits fragments irréguliers de Grenat incolore.

A ces schistes font suite des roches plus claires et plus fortement granulitiques. Elles passent même complètement à la granulite. Le Mica blanc y est rare, la Biotite en grande partie chloritisée, on y rencontre aussi de l'Apatite, et quelques jolis Zircons. Les Feldspaths sont remplacés par des amas séricitiques et argileux, surchargés de Zoïsite, et localement de Calcite.

Un peu plus loin les schistes prennent un aspect hornfelsitique et quartzeux marqué.

SLM. (N° 339. J. V.) On trouve de nombreuses plages de Quartz, un peu de Magnétite, de Zoïsite et de Zircon, le tout noyé dans du tissu de paillettes de Séricite. Peu de Magnétite et de Mica noir.

Le profil s'arête naturellement à l'extrémité de l'arrête du Mont-Blanc de Courmayeur-Brouillard.

On peut le continuer dans l'arête même du Brouillard, à la base du Glacier de Miage.

Près du point 2384, au confluent de Glacier du Mont-Blanc (N° 372) SLM., la roche est formée de la réunion de petites paillettes de Mica brun avec des tout petits grains de Quartz. On y trouve aussi quelques Zircons, puis du Quartz granulitique, de l'Orthose et de l'Oligoclase acide. Beaucoup de Calcite.

En descendant le long du pied de l'arête, on trouve (N° 371) des roches d'aspect corné, qui SLM. sont constitués par la réunion de petites paillettes de Séricite et de grains de Quartz. Cette masse est disloquée, et imprégnée d'éléments granulitiques sous forme de feldspaths kaolinisés et de Quartz.

Ce type de roches se continue encore plus loin, mais très altéré et métamorphique. Ainsi, à la suite du troisième grand couloir neigeux qui descend de l'arête, les schistes sont encore formés de Séricite et de petits grains de Quartz flou, mais imprégnés également d'Orthose en macles de Karlsbad, de Plagioclases, puis de lentilles de Quartz.

Près du dernier couloir neigeux, les schistes ont un aspect encore plus hornfelsitique, ils ressemblent absolument à certains schistes cornés de Valorcine. La base est encore formée par des petits grains de Quartz, de la Séricite, et un peu d'Hématite, avec quelques plages isolées de Quartz et d'Orthose.

Enfin, près de l'extrémité sud de l'arête du Brouillard, on trouve des types fort différents et chloriteux. (N° 365). Ils renferment de la Magnétite en abondance, du Sphène, puis des houppes de Chlorite vert pâle. Cet élément forme le canevas principal, il est associé à un peu de Quartz. On trouve aussi de l'Orthose, des Plagioclases peu déterminables et du Quartz en plages.

§ 4. *Profil du Col de Balme, aux Chalets des Grands et Vesvet.*

Le massif d'Autannes, contrefort cristallin qui domine le Col de Balme, est constitué presque exclusivement par des rochers gneissiques.

C'est seulement dans les rochers situés au bas du cirque de névés du Glacier des Grands, que l'on trouve des roches plus schisteuses et moins feldspathiques, tandis que près du contact avec le granit on trouve des roches amphiboliques.

Toutes ces variétés gneissiques sont dues à l'injection et liées par toutes les formes de passage possibles aux innombrables filons de granulite qui percent les schistes en cet endroit.

Souvent même il est presque impossible de faire la distinction, et certains bancs gneissiques sont de véritables roches éruptives qui ne trahissent leur origine primitive que par une orientation parallèle à peine perceptible de leurs éléments, ou encore par la présence de quelques minéraux qui ne se rencontrent que dans les schistes.

Au-dessus de Zerbazière (N° 102) SLM., ces roches gneissiques sont assez altérées par les actions secondaires. Elles sont pauvres en Biotite entièrement chloritisée, mais présentent une abondance exceptionnelle de Sphène, quelques beaux grains d'Apatite et des jolies lamelles de Mica blanc.

Ils sont imprégnés par les éléments de la granulite, principalement par du Quartz granulitique.

Près d'Arolles on rencontre de véritables gneiss (N° 103) grisâtres, feldspathiques. Ce sont ces roches que Favre a déjà mentionnées sous le nom de gneiss du Bois à Magnin. Le schiste primitif est sans doute un micaschiste à Mica noir. Il renferme de la Biotite vert-bouteille très polychroïque, en grande partie chlorotisée et réunie à du Mica blanc, puis beaucoup de Leucoxène, peu d'Hématite et de Magnétite, du Zircon, un peu d'Apatite le tout associé à du Quartz. Nombreux glandules d'Orthose, puis plages de Quartz.

Quelques Plagioclases indéterminables.

A la Romainze, on trouve des roches gneissiques semblables mais plus micacées SLM. (N° 104) beaucoup de Biotite en petites lamelles, Magnétite fréquemment entourée d'une auréole de Leucoxène, un peu de Zircon et d'Hématite et quelques grilles de Fer titané.

On rencontre aussi de nombreux glandules d'Orthose, Microcline, Oligoclase, puis du Quartz en plages.

Phénomènes dynamiques manifestes.

Aux Chalets des Grands, les schistes sont tellement gneissiques et granulitisés, qu'ils passent aux véritables granulites. (N° 106) SLM., on ne peut plus y distinguer les éléments du micaschiste primitif, l'échantillon renferme beaucoup de Sphène, de l'Apatite, de la Biotite verdie, de belles lamelles de Muscovite, enfin un peu de Zoïsite et d'Epidote.

Partout on trouve des plages d'Orthose et de Microcline très frais, puis du Quartz grenu disséminé entre les éléments précédents. La structure parallèle est à peine perceptible.

Les rochers que l'on rencontre plus haut, ne diffèrent en rien des types dont il vient d'être question, ils sont toujours très granulitisés d'aspect gneissique et de plus fortement dynamométamorphiques.

De l'autre côté du Torrent de Djorneretta, au-dessus de Pétoude (N° 116) SLM. les schistes sont de nouveau moins gneissiques, et renferment abondamment

une Biotite criblée de Sagénite, puis des grains de Leucoxène, de l'Apatite et du Mica blanc. L'Orthose et le Quartz granulitique sont dispersés partout. Ces schistes sont d'ailleurs traversés par de nombreux filons de granulite à Mica blanc.

Au sommet des Autannes (N° 120), le type précédent se conserve ; il est toutefois plus schisteux.

Enfin, au contact, dans le Vallon de Vesvet, les schistes sont encore formés de paillettes de Biotite associées à des grains de Quartz, avec beaucoup de Sphène, des paillettes de Séricite, puis un développement irrégulier d'Orthose, de Plagioclase, et de Quartz granulitique.

§ 5. *Les Schistes de la région de l'extrémité sud-ouest du Mont-Blanc.*

Dans cette région, on rencontre des schistes assez différents, qui sont parfois encore très détritiques et qui sont souvent chloriteux. Leur couleur est verdâtre, leur aspect satiné, ils passent fréquemment à de véritables gneiss chloriteux et sont comme toujours traversés par de nombreux filons de granulite. On les voit affleurer sur la route de Contamines à Nant-Borrand (SLM.) N° 227, la Chlorite y est très abondante et réunie à de la Séricite. La roche renferme un peu de Sphène d'Apatite, de Zircon et d'Hématite, puis du Plagioclase très altéré qui se rattache à de l'Andésine, du Quartz moiré et du Quartz granulitique. A la Cascade du Bon-Nant, les schistes sont encore semblables mais plus gneissiques ; la Chlorite est plus rare et isolée ; le Zircon, l'Apatite et le Sphène sont également abondants, mais on y trouve de plus quelques rares paillettes de Mica verdi, le feldspath est albitique très séricitisé, le Quartz disséminé partout.

Plus haut, sur la rive droite du Bon-Nant, (N° 231) SLM., on rencontre les mêmes types chloriteux.

La Chlorite y forme des traînées allongées, verdâtres, polychroïques, toujours accompagnées de beaucoup de Sphène et de Magnétite. Puis de l'Orthose et du Plagioclase complètement altérés et du Quartz en lentilles. La roche renferme aussi beaucoup de Séricite, puis un minéral du groupe de l'Épidote dont la bissectrice aiguë est positive, la biréfringence plus faible que celle de l'Epidote, l'allongement de signe variable, et l'angle des axes grand. Les cristaux de ce minéral renferment parfois des inclusions brunâtres polychroïques. On rencontre également dans la coupe quelques cristaux de pyrite.

Si nous pénétrons maintenant dans l'intérieur du Massif en partant des Châlets de la Jat, on rencontre d'abord de superbes schistes chloriteux, absolument typiques, qui sont relativement peu granulitisés (N° 234) SLM. La Chlorite y forme, pour ainsi dire l'élément prédominant, elle est disposée en bouppes fibrillaires de couleur vert d'herbe, comme aussi en paillettes. La chlorite alterne avec des paillettes de Séricite incolore qui est également fort développée ; cette association alternante de Chlorite et de Séricite est très caractéristique. On y rencontre aussi beaucoup de Leucoxène, Hématite, Epidote et Zoïsite, puis du Quartz moiré. En outre, répandues d'une manière irrégulière, quelques lentilles allongées de Quartz à extinctions onduleuses. Peu d'Orthose et très peu d'Andésine.

Au-dessus des Chalets de la Jat, les schistes chloriteux gardent les mêmes caractères et sont percés de nombreux filons de granulite. Il est à remarquer qu'à leur contact, il se développe toujours du Mica brun polychroïque. Cette granulite est d'ailleurs banale, elle renferme beaucoup de Zircon et quelques prismes d'Apatite.

Au niveau du Glacier de Trélatête, les roches qui forment la rive gauche du Glacier sont moins chloriteuses et plus injectées que les précédentes (SLM. N° 236). Elles renferment un peu de Zircon et d'Apatite, du Mica noir verdi et peu de Chlorite, tandis que sur l'arête qui va du Mont-Jovet au Mont-Tondu, les schistes chloriteux sont bien développés et présentent un faciès quasi détritique. SLM. (N° 264), les petites lamelles de Chlorite sont réunies à de la Séricite et à beaucoup de Quartz flou mal individualisé.

On y rencontre des tout petits grains dentelés sur les bords et en voie de recristallisation, plusieurs d'entre eux sont entourés d'une couronne de paillettes de Séricite comme cela s'observe autour de certains petits galets du houiller. La roche renferme aussi un peu de Zircon, d'Apatite et de Leucoxène, puis quelques grandes plages de Quartz, d'Orthose et d'un Plagioclase altéré, indéterminable.

Dans la partie supérieure du cirque du Lac Jovet, sur le versant Nord du Mont-Tondu, on trouve des bancs de Leptynite intercalés dans les schistes chloriteux.

Ceux-ci forment également les contreforts du Mont-Tondu. SLM (N° 263). Ce type chloriteux est encore légèrement détritique. La chlorite, d'un beau vert, est encore associée à de la Séricite, du Quartz et du Leucoxène. La Magnétite, de même que l'Hématite, y est abondante et on y trouve aussi quelques petits grains de Quartz à contour flou, paraissant recristallisés.

C'est, en somme, un type très semblable au N° 264.

Ces schistes chloriteux s'étendent vers le S.-W., jusqu'au Col-du-Bonhomme, où ils disparaissent sous les terrains sédimentaires pour ne réapparaitre que plus au Sud, dans le Vallon de la Sauce.

A partir de la rive droite supérieure du Glacier de Trélatête, en allant toujours plus vers l'intérieur du Massif les types changent, leur aspect devient de plus en plus gneissique et SLM (N° 240 et 241) sont riches en Biotite brune, plus ou moins verdie sur les bords. Ils renferment de l'Apatite, du Zircon et du Leucoxène, puis des plages d'Orthose, des Oligoclases acides et basiques et du Quartz abondant. Ces divers minéraux accusent d'ailleurs des phénomènes dynamiques manifestes.

A l'Aiguille du Glacier enfin (N° 192 J.V), SLM. les mêmes schistes sont fortement granutilisés. Ils renferment de la Biotite presque entièrement chloritisée, du Mica blanc, de l'Épidote, des Feldspaths kaolinisés et indéterminables, puis du Quartz.

§ 6. *Les schistes dans la région des Porphyres du Val Ferret.*

Les porphyres du Val Ferret forment, comme nous l'avons vu, des bancs et filons multiples dans les schistes cristallins. Ces filons sont si nombreux que sur certaines parties du flanc Sud-Est, les schistes paraissent bien plus être intercalés dans le porphyre que le porphyre dans les schistes.

Ceux-ci rentrent dans la catégorie des Micaschistes caractérisés par un grand développement de Mica brun. Mais on trouve aussi des roches *cornées* ou séricitiques, voire même des types chloriteux. Bon nombre de ces roches cristallines sont le résultat d'un laminage soit des microgranulites, soit des granulites filoniennes de la région, et souvent il n'est pas possible de reconnaître l'origine de tel ou tel spécimen, vu l'intensité du métamorphisme.

La roche dominante est, comme nous l'avons dit, des micaschistes à Mica brun.

Ceux-ci, très cristallins, ont parfois un aspect hornfelsitique remarquable et rappellent alors absolument certaines roches à Biotite rouge que nous avons décrites dans le profil de l'Arête du Brouillard. Quelques-unes de ces roches sont tellement micacées qu'elles simulent absolument certaines minettes, d'autres présentent un développement plus considérable de l'élément feldspathique, sont moins fortement schisteuses, quartzeuses, et passent presque à des granulites à Mica noir dont les feldspaths sont d'habitude kaolinisés.

La Biotite y forme des amas de petites lamelles rougeâtres orientées différemment, amas qui sont absolument semblables à ceux que forme ce même élément dans les microgranulites.

Il n'est guère possible d'étudier sur une série de profils la succession de ces différentes roches et la manière dont elles alternent avec les microgranulites, car sur des points souvent fort voisins on trouve des différences considérables dans le développement et dans les alternances de ces différentes roches ; la question est d'ailleurs compliquée encore par la difficulté d'accès des lieux.

Nous nous bornerons à décrire seulement quelques-unes de ces roches en choisissant les plus caractéristiques.

N° 619. *La Breya.* A l'œil nu la roche est très cristalline, schisteuse, avec nombreuses lamelles de mica noir.

SLM. La roche renferme du Mica brun, en grandes lamelles parfois hexagonales avec inclusions d'Apatite, Zircon, Sagénite et Sphène. L'Apatite existe aussi à l'état libre disséminée alors partout. Le Mica possède un polychroïsme très caractéristique np = rouge brun, ng = brun pâle très clair. Il est toujours uniaxe. L'Orthose est rare, en revanche les Plagioclases sont abondants mais toujours très altérés. On trouve une série de termes allant de l'Albite-Oligoclase, jusqu'à l'Oligoclase basique. Le Quartz est rare ici, et forme quelques plages éparses. Séricite, Calcite, Chlorite, Épidote, et Zoïsite comme éléments secondaires.

Analyse du N° 619 :

SiO_2	=	51.08
Al_2O_3	=	16.84
FeO	=	8.99
MnO	=	traces
CaO	=	6.44
MgO	=	6.49
K_2O	=	3.55
Na_2O	=	3.98
Perte au feu	=	3.07
		100.44

N° 618. *Breya.* Analogue au précédent mais plus schisteux.

SLM. On observe des traînées de Mica brun avec Apatite, Zircon, Sphène. Les feldspaths sont totalement altérés. Le Quartz forme des plages et des lentilles écrasées.

Calcite, Séricite, Zoïsite.

N° 622. Roche micacée, finement grenue, d'aspect hornfelsitique et micacé, rappelant absolument certains échantillons de l'Arête du Brouillard.

SLM. La roche est très riche en Apatite ; elle renferme en plus un peu d'Allanite et de Zircon. La Biotite brune y est dispersée partout, les Feldspaths décomposés et séricitisés. Quartz en lentilles allongées. Séricite, Calcite, Zoïsite, Epidote.

N° 625. *Breya* au contact près du Sommet.

SLM. La roche est formée d'un agrégat schisteux de Mica brun, de Séricite et de Zoïsite, avec quelques petits grains de Zircon, beaucoup de petits prismes d'Apatite, des grains de Fer titané et de Sphène.

On trouve aussi quelques plages de Plagioclases séricitisés, puis du Quartz à extinctions onduleuses.

N° 697. *Arête du Châtelet.*

A l'œil nu, roche verdâtre, schisteuse.

SLM. La roche renferme de nombreux grains de Quartz ainsi que beaucoup de Biotite brun verdâtre, le tout noyé dans un agrégat de paillettes de Séricite et de grains de Zoïsite. On trouve également un peu de Zircon, beaucoup d'Apatite, puis quelques débris de Grenat et certaines plages complètement altérées d'Orthose et d'Oligoclase.

Analyse N° 697 :

SiO_2	=	58.95
Al_2O_3	=	16.36
FeO	=	9.34
MnO	=	1.12
CaO	=	1.22
MgO	=	4.58
K_2O	=	5.53
Na_2O	=	2.13
Perte au feu	=	1.92
		101.15

Un type analogue au N° 622 se trouve à Treutz-Bouc, près du contact.

N° 729. *La Mayaz*. C'est un schiste verdâtre surchargé de Mica noir.

SLM. Il renferme beaucoup d'un mica rouge brun pâle, en partie chloritisé et verdi. Les lamelles en sont orientées parallèlement et renferment de l'Apatite.

Ces lamelles sont réunies par une masse séricitique, qui provient sans doute d'un Feldspath au détriment duquel elle s'est formée. Quartz sous la forme ordinaire.

N° 735. *Mayaz*. Roche grisâtre, schisteuse, avec large développement de mica. A l'œil nu, elle simule une minette écrasée.

SLM. La Biotite rouge brun est très abondante, *ng* = brun rouge *np* = jaune pâle, rigoureusement à 1 axe, elle renferme un peu d'Apatite. La section présente aussi quelques petites plages de Hornblende s'éteignant à 22° de l'allongement positif.

Le polychroïsme est presque inappréciable *ng* = vert très pâle *np* = presque incolore *ng* — *np* normal. Bisectrice aiguë négative. Ces deux éléments sont noyés dans une masse séricitique à paillettes très fines. Localement il se développe du Quartz à extinctions onduleuses tandis que toute trace de Feldspath a disparu. Cette roche est très probablement une minette écrasée.

Indépendamment des roches qui viennent d'être décrites et qui en grande partie sont des micaschistes, granulitisés à des degrés divers et toujours très fortement dynamométamorphiques ; il existe comme nous l'avons dit des roches d'aspect cornéen et séricitique qui sont très fréquentes.

Ces roches se sont toujours montrées être des microgranulites plus ou moins dynamométamorphosés et nous renvoyons par conséquent aux chapitres traitant ces derniers.

§ 7. *Résumé relatif aux schistes cristallins.*

En examinant attentivement la succession des roches cristallines le long des divers profils étudiés, on peut se convaincre tout d'abord d'un fait important : c'est que les micaschistes et les gneiss à Mica noir largement cristallisés et de structure caractéristique, qui, dans la première zone alpine, forment généralement la base du terrain cristallin, sont fort rares dans le Mont-Blanc, ou ne s'y rencontrent que d'une manière tout à fait accidentelle. Ce contraste avec la chaîne voisine des Aiguilles-Rouges est frappant ; là en effet les micaschistes à Mica noir

sont fort développés, et leur structure ainsi que leur aspect sur le terrain est des plus caractéristiques. C'est aussi ce qui se voit plus au sud dans la Chaîne de Belledonne.

Sur quelques points du massif du Mont-Blanc, il est vrai, et d'une manière tout à fait locale, on trouve des micaschistes très fortement granulitiques, dans lesquels se développent en plus ou moins grande abondance des lamelles d'une Biotite rouge qui rappelle celle des micaschistes des Aiguilles-Rouges ; mais l'aspect extérieur de ces roches ainsi que leur structure microscopique ne sont cependant point les mêmes et encore faut-il noter que les roches en question sont rares, et n'occupent nullement dans la formation un niveau que l'on puisse préciser.

Tout l'ensemble des schistes cristallins du Mont-Blanc nous paraît au premier chef représenter un niveau, ou mieux une série de niveaux, relativement supérieurs dans la formation archéenne, mais la succession de ces derniers n'est guère possible à établir, si ce n'est peut être par analogie, car on a pu voir dans ce qui précède que les faciès les plus différents alternent continuellement — et ce sur tous les points de manteau cristallin — et que d'autre part, il n'y a pas grande continuité des mêmes faciès dans le sens latéral.

Enfin, on a pu voir aussi que l'action du granit sur les schistes cristallins est si profonde, qu'elle en modifie constamment la structure primitive. Des bancs gneissiques naissent ainsi d'une manière toute locale, et c'est souvent fort difficile de faire les parts respectives de la roche cristalline primitive et de la roche éruptive qui la pénètre. Dans la majorité des cas, cette genèse n'est d'ailleurs point hypothétique, et l'on voit sur le terrain les micaschistes sillonnés de filons granulitiques qui gneissifient les assises en donnant naissance aux formes les plus variées.

On sait que dans certaines chaînes cristallines de la première zone alpine souvent le granit est resté en profondeur et ne perce au travers des roches cristallines ni en affleurement ni en apophyses ; toutefois son action se fait sentir et son imprégnation dans les schistes se traduit extérieurement par l'augmentation de leur acidité, comme aussi par le développement du Mica blanc, généralement dans l'axe des lignes anticlinales.

C'est ce que Ritter a démontré pour les chaînes cristallines de la bordure S.-O. du Mont-Blanc.

Dans ce dernier massif, les phénomènes sont bien plus manifestes encore, et c'est par centaines et milliers que l'on peut voir les apophyses granulitiques traverser les schistes cristallins.

Les profils des Mottets, comme d'autres aussi, nous ont montré que le développement des filons de granulite coïncide toujours avec celui du faciès gneissique ; les analyses chimiques ont confirmé cette observation sur le terrain. Un fait paraît aussi évident : c'est que sous les Grandes-Aiguilles, dans le voisinage du contact, ces faciès gneissiques sont plus abondants et plus variés qu'en d'autres points, en même temps que le Mica blanc y est plus répandu. C'est d'ailleurs ce qui a sans doute engagé Favre et Gerlach à figurer sur leur carte une bande de gneiss suivie des micaschistes.

Un examen plus approfondi montre que cette auréole gneissique voisine du contact n'est point foncièrement différente de l'ensemble des roches cristallines qui forment la couverture et ne s'en distingue que par un développement plus considérable des phénomènes de granulitisation.

Cette auréole d'un métamorphisme plus intense a d'ailleurs été déjà signalée pour bon nombre de massifs granitiques ; au Mont-Blanc elle est manifeste et sous le glacier des Pèlerins, les innombrables apophyses qui émanent du culot granitique central en montrent bien la genèse particulière. Il faut remarquer également que es types pétrographiques que l'on rencontre dans cette auréole se retrouvent d'ailleurs identiques sur des points fort distants de celle-ci ; quant au développement du Mica blanc, sa liaison avec la granulite est manifeste, et sa localisation parfois remarquable est bien une preuve de sa réelle origine.

S'il ne nous est pas possible d'établir une succession, on peut cependant distinguer dans la formation cristalline du Mont-Blanc, divers types pétrographiques qui sont :

1. — Des micaschistes et des gneiss granulitiques avec Biotite et Mica blanc.

2. — Des schistes et des gneiss sériciteux avec souvent un peu de chlorite, du Sphène et de la Magnétite.

3. — Des Schistes et des gneiss chloriteux de types souvent variés.

4. — Des schistes cornés, hornfelsitiques. légèrement chloriteux et séricitiques.

5. — Des roches à base séricitique ou chloriteuse, qui gardent encore un caractère manifestement détritique.

La plupart des roches ci-dessus mentionnées sont granulitiques ; nous avons vu en effet que les schistes chloriteux qui, dans la première zone alpine sont d'habitude nettement supérieurs aux micaschistes, sont granulitisés comme ces derniers. Ces schistes chloriteux sont d'ailleurs particulièrement développés dans l'extrémité

Sud-Ouest du Mont-Blanc, fait qui tient peut-être à ce que les roches cristallines en cet endroit plongent rapidement sous les terrains sédimentaires et que l'érosion n'a par conséquent point entamé suffisamment le manteau cristallin en cet endroit pour montrer les alternances avec des types plus inférieurs.

Quant aux types encore détritiques on a pu voir qu'ils se rencontraient sur des points divers, souvent même dans les régions les plus élevées de la chaîne (Bosses). On sait que dans les chaînes cristallines de la première zone alpine, ces types détritiques se rencontrent d'habitude soit sur les flancs des synclinaux houillers, soit sur leur prolongement immédiat. Vu la difficulté d'accès, il n'est point aisé de vérifier si au Mont-Blanc il en est de même, on peut simplement affirmer que dans l'extrémité S.-E., où les types chloriteux et encore détritiques ne sont point rares, on rencontre également des synclinaux carbonifères (Mont-Jovet). Il n'est d'ailleurs pas impossible que certaines variétés d'origine détritique manifeste, se rattachent au carbonifère; l'un de nous, en effet, a déjà démontré combien dans certaines régions des Alpes les grès et les schistes carbonifères étaient dynamométamorphiques.

En terminant, il reste encore à signaler deux points intéressants: le premier, c'est qu'il existe une grande analogie entre certains bancs schisteux inclus dans la protogine et une partie des roches cristallines qui flanquent le culot granitique; le second, c'est que, dans le massif du Mont-Blanc, on ne trouve pas les schistes cristallins supérieurs du type X^e qui près d'Ugines supportent en discordance le terrain houiller et qui sont caractérisés par le développement de la Tourmaline et du Rutile, ainsi que par les traînées de matières charbonneuses.

CHAPITRE XIII.

Les roches amphiboliques du manteau cristallin.

§ 1. Généralités sur les Amphibolites. — § 2. Description pétrographique. — § 3. Composition chimique. — § 4. Monographie des types étudiés.

§ 1. *Généralités sur les Amphibolites.*

L'élément basique est représenté dans la formation cristallophyllienne du Mont-Blanc, par des Amphibolites de types divers. Celles-ci comme les micaschistes sont granulitisées à des degrés variables, ce qui, bien à tort, les a fait prendre pour des Diorites ou des Syénites.

Les Amphibolites sont d'habitude intercalées dans les schistes cristallins, elles y forment cependant rarement des bancs épais, mais au contraire des lentilles, qui peuvent même tomber à quelques centimètres d'épaisseur. Elles n'occupent pas davantage un niveau déterminé, mais forment une série de traînées plus ou moins parallèles ; toutefois, on en peut poursuivre une bande qui reste voisine du contact depuis l'Aiguille de l'M jusqu'au sommet du Mont-Blanc. De la base de l'Aiguille de l'M, elle suit la base de l'Aiguille du Plan, passe au-dessus du glacier des Pèlerins, au Pas de l'Échelle, de là sous l'Aiguille du Midi, et se continue par les Grands Mulets, le rocher Pitschner, les Bosses, et l'arête qui va du sommet du Mont-Blanc au Mont-Blanc de Courmayeur. Sur le versant Nord du massif, on les rencontre également près du glacier de Trient, dans l'arête gauche du Vallon de Vesvet, à la cascade du Dard et de Blaitière, puis dans l'arête qui va des Rognes à la base de l'Aiguille du Goûter, etc. Sur le versant sud, les Amphibolites sont particulièrement développées dans les Aiguilles Grises et dans les rochers qui forment la rive gauche supérieure et le Cirque du Glacier de Trélatête ; on les rencontre en quantité dans les cailloux de la moraine du Glacier de Miage, et on peut les voir aussi dans l'Arête du Brouillard. On trouve également des Amphibolites en éboulis au bas des parois rocheuses qui dominent le Val Ferret, les mêmes sont en place au Grépillon, à la Maya, aux Six-Niers, à la Breya, et au Catogne.

Elle sont alors nettement intercalées dans la zone des porphyres quartzifères.

Ces amphibolites se présentent ; tantôt sous la forme de roches compactes, verdâtres, paraissant à l'œil nu exclusivement formées d'une amphibole en cristaux bacillaires réunis pêle-mêle, tantôt sous la forme de véritables schistes amphiboliques. D'autrefois elles sont plus feldspathiques et passent alors soit à des roches d'apparence syénitique ou dioritique, soit encore à des gneiss amphiboliques.

Dans le massif de Trient comme aussi sous l'Aiguille du Greppon, on trouve une variété d'amphibolites grenatifères qui sont de véritables Éclogites. Leur structure, ainsi que leurs minéraux constituants, sont d'habitude assez différents de ceux des Amphibolites, aussi ces roches feront-elles l'objet d'une description spéciale.

§ 2. *Description pétrographique des Amphibolites.*

Nous passerons d'abord à la description des minéraux constituants, puis nous examinerons ensuite leurs divers modes d'agrégation.

Les minéraux des amphibolites sont les suivants :

Le *Zircon* est toujours rare ; il ne nous paraît pas originel. Il ne se trouve en effet que dans les variétés injectées et paraît donc attribuable à la granulite.

Il se présente en petits grains, généralement sans profils reconnaissables. D'habitude inclus dans la Biotite, il y développe ses auréoles polychroïques caractéristiques.

L'*Apatite* peut devenir assez abondante. Elle est toujours de petite taille et rare dans les variétés non feldspathisées. Elle forme de jolis prismes hexagonaux, libres dans la roche ou inclus dans l'élément noir.

Le *Sphène* est en principe constant et d'habitude fort abondant dans toutes les variétés.

On le trouve en grains irréguliers, en cristaux, ou encore en agrégats leucoxéniques d'origine sans doute secondaire. Dans les variétés feldspathiques acides, le sphène présente quelques beaux cristaux fusiformes ; avec les faces suivantes : (001) (110) (111) ($\overline{1}12$).

Il est quelquefois maclé selon $h' = (100)$.

Son polychroïsme appréciable donne ng = jaune brunâtre pâle, nm et np = jaunâtre pâle très clair. La bissectrice aiguë est positive, l'angle $2\ V = 22°$ envi-

ron. Le sphène existe soit comme élément libre, soit à l'état d'inclusions dans tous les éléments constitutifs.

La dimension du sphène est en moyenne de 0,007 mm.

L'*Allanite* très rare, se rencontre en cristaux brisés analogues à ceux de la Protogine.

La *Magnétite* comme le *Sphène* est très abondante. Elle est en grains irréguliers et paraît souvent titanifère.

Parmi les minéraux constitutifs principaux, nous avons en premier lieu :

L'*Amphibole*. Cet élément est assez variable, les cristaux plus ou moins fortement allongés dans la zone du prisme présentent d'habitude les combinaisons (010) = g' et (110) = m, plus rarement la face (100) = h' s'adjoint aux précédentes. On n'y observe pas de pointement distinct. La macle h' = (100) existe, mais point sur toutes les variétés.

L'extinction de ng varie aussi selon les spécimens; elle oscille entre 18°, 22° sur g' = (010). Le polychroïsme est essentiellement variable. Il se fait dans les tons vert très pâle, dans les variétés non injectées; il est plus intense dans celles qui sont feldspathisées, on a :

ng = vert-bouteille, vert-poireau, vert d'herbe.

nm = vert plus ou moins brunâtre.

np = vert pâle, vert jaunâtre très pâle, brun très faible.

Biréfringence $ng - np$ = 0,022 — 0,024.

La Hornblende renferme en inclusions l'Apatite, le Sphène et la Magnétite. Elle subit aussi des phénomènes d'altération nombreux. Elle se marbre de taches qui amènent un amoindrissement local du polychroïsme, mais une augmentation de la biréfringence. C'est un acheminement vers la transformation en Actinote.

Souvent d'ailleurs, il se forme une production franche de ce dernier minéral qui borde alors les cristaux de Hornblende. Dans certains cas, une Biotite brune se développe au détriment de la Hornblende mais d'une manière tout à fait locale.

La *Biotite* primitive est rare, et ne se rencontre guère que dans les types injectés.

A l'état frais, son polychroïsme est intense et donne :

ng = brun verdâtre np = jaune-paille.

L'angle $2V = 0$. Elle est fréquemment chloritisée, son rôle est d'ailleurs très subordonné à celui de la Hornblende.

Les *granulites amphiboliques* sont voisines des précédentes, elles s'en distinguent par l'abondance du Quartz sous forme granulitique.

§ 3. *Composition chimique des Amphibolites.*

Nous avons analysé quelques types parmi les plus caractéristiques de ces amphibolites ; les résultats sont consignés dans le tableau suivant.

Tout l'oxyde de fer a été calculé comme FeO. La perte au feu a été dosée sur quelques spécimens seulement.

Analyses :

		N° 505	*N° 64. J. V.*	*N° 13*	*N° 516*
SiO_2	=	50.46	46.83	49.30	54.65
Al_2O_3	=	8.89	13.86	18.60	17.83
FeO	=	7.66	10.97	9.90	8.83
CaO	=	14.51	8.31	8.60	6.00
MgO	=	17.88	12.00	5.95	5.34
K_2O	=	0.22	4.30	3.06	3.61
Na_2O	=	1.17	1.47	1.46	6.15
Perte au feu	=	—	1.76	1.77	—
		100.79	99.50	98.64	102.41

		N° 506	*N° 59 J. V.*	*N° 501*	*N° 500*
SiO_2	=	53.56	55.26	59.90	61.43
Al_2O_3	=	17.57	16.29	19.87	14.52
FeO	=	9.83	7.68	3.99	10.20
CaO	=	8.41	8.19	4.95	7.45
MgO	=	6.32	4.89	1.92	6.24
K_2O	=	1.81	4.35	4.66	0.34
Na_2O	=	4.03	2.97	3.97	1.08
Perte au feu	=	—	0.57	—	—
		101.53	100.20	99.26	101.26

N° 505 = Amphibolite schisteuse, Glacier des Bossons.

N° 64 J. V. = Amphibolite schisteuse et séricitique, Col du Dôme.

N° 13 = Amphibolite légèrement feldspathisée, Cascade du Dard.

N° 516 = Amphibolite feldspathique, Base du Mont-Dolent.

N° 506 = Amphibolite feldspathique, Glacier de Taconnaz.

N° 59 J. V. = Amphibolite feldspathique, Col du Dôme.

N° 501 = Amphibolite feldspathique, erratique, Glacier des Bossons.

N° 500 = Granulite amphibolique, Glacier des Bossons.

En examinant le tableau ci-dessus, on voit que les amphibolites compactes comme le N° 504, ont une composition chimique qui répond à peu près à celle de l'amphibole pure, mais d'une amphibole voisine des Actinotes. La feldspathisation y augmente légèrement l'acidité, ainsi que la proportion d'alumine, tandis que la chaux et la magnésie diminuent sensiblement. En même temps les alcalis apparaissent en notable quantité; quant au rapport de la soude à la potasse, il varie. Certaines espèces feldspathisées ont une forte prédominence de la soude (N° 516-506), les plagioclases y sont prépondérants alors et les roches sont de véritables pseudodiorites. D'autres fois, par contre, la potasse prédomine (V° 59 J.V.-303-13), l'Orthose devient alors abondant et la roche correspond à une pseudo-syénite, l'acidité est dans ce cas un peu plus forte. Enfin, le N° 500 nous offre un type chimique curieux par sa grande acidité, et sa pauvreté en alcalis. Cette roche est pour ainsi dire formée d'amphibole additionnée à du Quartz libre. C'est par excellence un produit de l'injection quartzeuse dans les amphibolites.

MONOGRAPHIE DES TYPES ÉTUDIÉS.

1. Amphiboles proprement dites : N° 504. Base de l'Aiguille du Midi.

Roche vert clair, à éclat soyeux.

SLM. Elle est formée d'un agrégat de cristaux d'Amphibole qui mesurent jusqu'à 2 millimètres et qui sont orientés dans tous les sens. L'Amphibole est presque incolore ; elle s'éteint à 22° sur g' = (010).

Sur les bords et dans l'intérieur, il se développe des petites paillettes de 0,35 mm. de longueur d'une Biotite brune et polychroïque *ng* = brun très pâle presque incolore. En lumière convergente, l'angle des axes est petit ; la bisectrice aiguë négative. Quelques grains de Magnétite, Leucoxène, Hématite.

N° 505. Bloc erratique sur le Glacier des Bossons.

Il provient sans doute de la traînée des Grands Mulets. SLM. Il est en grande

partie, composé d'une Actinote en cristaux bacillaires s'éteignant à 15°, sur g^1 = (010), avec une biréfringence maxima qui dépasse 0,028. Il renferme aussi un peu de Zoïsite.

N° 508. Pierre à l'Échelle.

Roche fibreuse, à l'éclat soyeux ; à l'œil nu on n'y distingue pas l'amphibole.

SLM. Elle renferme une Hornblende très fibreuse, frangée sur les bords, à peine colorée et noyée dans un tissu feutré de fibrilles d'amphibole altérée, de paillettes de Talc, de grains de Sphène, d'Épidote et de Zoïsite.

N° 86. Col des Grands Montets.

Ces amphibolites sont intercalées en lentilles dans le synclinal schisteux dont il a été question précédemment.

SLM. La roche est entièrement formée d'une Amphibole d'un vert très pâle presque incolore, quelques cristaux sont maclés selon h^1 = 100. L'extinction rapportée à l'allongement atteint 21°, très peu de Leucoxène, puis de la Magnétite.

Amphibolites feldspathiques.

N° 506. *Erratique sur le Glacier de Taconnaz*, provenant sans doute du Dôme du Goûter.

SLM. Elle renferme de la Hornblende en grands cristaux transformés sur les bords en Actinote.

Polychroïsme ng = vert bleuâtre, nm = vert brunâtre, np = brun très clair, $ng - np = 0,023$.

L'Actinote est incolore s'éteint à 15° sur g^1 = 010 ng-np = 0,025. Les cristaux d'Amphibole sont encore alignés parallèlement, et réunis par une matière primitivement feldspatique, entièrement décomposée et remplacée par une association de Séricite et d'Épidote, puis quelques gros cristaux de Zoïsite. Quelques rares plages de Quartz.

N° 501. *Glacier des Bossons provenant de la base de l'Aiguille du Midi.*

A l'œil nu la roche ressemble à une Syénite ou une Diorite dont les Feldspaths sont légèrement jaunis.

SLM. Quelques jolis Zircons sur lesquels on peut reconnaître les formes (110) = m et 111 = $b^1/_2$. Sphène très abondant, en superbes cristaux présentant la forme dite en fuseau et atteignant par place jusqu'à 1 millimètre de lon-

gueur ; de couleur grisâtre avec macle selon $h^1 = (100)$. Hornblende altérée, verdâtre, polychroïque dans les tons verts ; souvent maclée et renfermant de nombreuses inclusions, principalement de Sphène et d'Apatite. Elle se transforme en Actinote avec séparation de Magnétite. Quelques grandes lamelles de Mica brun.

Les Plagioclases sont relativement rares et indéterminables. L'Orthose et surtout le Microcline sont mieux conservés Le Quartz forme quelques plages granitoïdes. Séricite, Hématite, Kaolin.

N° J. V. 24. *Grands Mulets.*

Cette roche présente un type d'amphibolite feldspathisée à structure grossièrement grenue, qui forme des bancs nombreux dans le rocher des Grands Mulets.

SLM. La roche est essentiellement feldspathique. L'Amphibole, verdâtre, s'éteint à 20°. Elle est peu colorée ng = vert grisâtre, np = presque incolore. Elle ne renferme généralement pas d'inclusions. Le Feldspath est indéterminable, mais paraît avoir été un Plagioclase prédominant.

N° J. V. 63. *Les Bosses en couches puissantes.*

SLM. L'Amphibole offre un beau polychroïsme dans les tons bruns verdâtres. Elle renferme des inclusions de Sphène et d'Apatite. Les Feldspaths forment l'élément prédominant ; c'est principalement de l'Orthose qu'on y rencontre, puis un Oligoclase décomposé probablement d'un type basique.

Très peu de Quartz ; puis quelques beaux cristaux de Zoïsite.

N° 37. *Sous le Glacier des Pèlerins, près du contact.*

SLM. Abondance exceptionnelle du Sphène qui devient presque un élément constituant.

L'Amphibole verte est très altérée, noyée dans une masse primitivement feldspathique mais complètement zoïsitisée avec développement de Séricite et de matières argileuses.

N° 29. *Au Nord-Est de la Pierre à l'Échelle.*

Amphibole très abondante, faiblement verdâtre, à peine polychroïque, agglomérée par une masse feldspathique absolument indéterminable, transformée localement en une masse de grains de Zoïsite et de paillettes de Séricite.

N° J. V. 59. *Col du Dôme.*

Parmi les micaschistes de l'arête du Col du Dôme, on rencontre quelques beaux bancs d'amphibolites injectées rappelant soit les Diorites, soit les Syénites.

SLM. L'Apatite est extraordinairement abondante et crible toute la roche. On observe quelques jolis prismes terminés, inclus dans l'amphibole ou libres. La Hornblende est toujours moulée par le Feldspath. Son polychroïsme se fait dans les teintes vertes. Par places elle passe à l'Actinote soit sur les bords soit le long des clivages. Les Plagioclases sont rares, toujours en petits cristaux moulés par de l'Orthose.

Les extinctions dans la zone de symétrie rapportent la variété à de l'Andésine. Le Plagioclase est d'ailleurs très altéré, c'est à lui qu'il faut sans doute attribuer les taches plus biréfringentes que l'on trouve dans l'Orthose.

L'Orthose est le Feldspath principal, on trouve aussi un peu de Chlorite, de la Magnétite, de la Séricite, puis un peu d'Épidote.

N° J. V. 35. *Rocher de l'Heureux Retour.*

Dans cet amphibolite, tout Feldspath a disparu, il est remplacé par la Zoïsite et la Séricite.

Les cristaux bacillaires de Hornblende sont faiblement polychroïques dans les tons vert jaunâtre ; ils sont alignés parallèlement. On trouve un peu de Calcite.

N° J. V. 92. *Rocher de Tourette.*

Nous rapportons ces amphibolites aux variétés feldspathisées, bien que la majeure partie du Feldspath ait disparu et que cet élément soit remplacé en grande partie par de la Zoïsite.

L'Amphibole vert pâle et peu polychroïque est noyée dans une masse sériciteuse avec grand développement de grains de Sphène. Beaucoup de Zoïsite imprégnant toute la masse, quelques rares débris de Plagioclases.

N° 11. *Cascade de Blaitières.*

C'est un banc intercalé localement dans les schistes.

SLM. Développement très abondant de Magnétite entourée d'une couronne de Leucoxène.

Amphibole abondante en cristaux fibreux alignés parallèlement. Polychroïsme faible avec ng= vert brunâtre, np= incolore. Cette Amphibole est associée à beaucoup de Zoïsite et de Séricite. On trouve aussi des plages d'Orthose et de Plagioclase, puis un peu de Quartz granulitique.

La roche est parsemée de petits grains de Sphène.

N° 13. *Au-dessus de la Cascade du Dard.*

Cette roche est aussi curieuse par sa structure que par sa composition.

Elle renferme une amphibole verdâtre faiblement polychroïque dans les tons verts, associée à une Biotite brune très abondante. Puis le Sphène très développé entoure souvent des grains de Magnétite. Ces divers éléments sont réunis par une masse kaolinisée, criblée de Zoïsite et de paillettes de Séricite, puis localement quelques jolies lentilles de Quartz granulitique.

N° 384. *Erratique sur le Glacier de Miage* (provenant probablement des Aiguilles Grises).

Cette fort belle roche renferme en majeure partie une Amphibole verte, à polychroïsme très intense ; ng= vert bleuâtre, nm= vert ; np= jaunâtre pâle. Les larges et grands cristaux sont disséminés sans ordre. Sur les bords, elle passe à l'Actinote, ou bien encore subit une altération qui la transforme en Mica polychroïque.

On trouve aussi quelques grains de Sphène, puis des lamelles de Mica blanc. Tout l'élément feldspathique disparu est remplacé par un tissu serré de paillettes séricitiques dans lequel se développent quelques grands cristaux d'Épidote limpides ainsi que des houppes radiées d'une belle Zoïsite.

N° 546. *Base du Mont-Dolent.*

Belle roche très compacte, simulant absolument une Diorite.

SI.M. Sphène ayant jusqu'à 0,45 de diamètre. Zircon en petits cristaux rares. Apatite en inclusions dans l'Amphibole. Nombreuses lamelles de Biotite brune avec inclusions de Leucoxène, ng= brun rouge, np= jaunâtre presque incolore. La Biotite est en voie d'altération accusée par la pâleur du polychroïsme dans certaines régions. Hornblende maclée selon $h^1 = 100$; polychroïsme dans les tons gris verdâtres. Transformation en Actinote fréquente. Feldspaths entièrement altérés, transformés en amas de Séricite et de Kaolin. Quelques plages de Quartz joignant les éléments feldspathiques et présentant des formes nettement graphiques. Cette roche par sa composition chimique et minéralogique correspond à une véritable Diorite quartzifère.

N° 767 et 768. *Arête du Grépillon.*

Roches très analogues à la précédente.

Elles renferment du fer titané, du Sphène abondant et un peu d'Apatite. La Hornblende vert clair est altérée et moulée par des Feldspaths peu déterminables. Séricite et Zoïsite.

La coupe 768 montre une veinule de granulite qui traverse l'amphibolite. Elle renferme du Quartz, de l'Albite et de l'Orthose.

N° 712. *La Maya*, intercalée dans les porphyres côté du Glacier de la Neuva.

SLM. Gros grains de Sphène et d'Apatite, Zircon plus rare, tous trois libres ou en inclusions. Biotite constante, brune, polychroïque, renfermant un peu de Sagénite.

Hornblende vert clair, riche en inclusions de gros prismes hexagonaux d'Apatite. Elle est localement très altérée. Plagioclase rare, moulant l'Amphibole, et indéterminable, vu son état de conservation. L'Orthose et surtout le Microcline constituent en majorité l'élément blanc, ils sont encore assez frais.

Quartz rare, en grains granulitiques. Calcite, Séricite, Chlorite, Zoïsite.

N° 734. *La Maya*.

Cette amphibolite est très métamorphosée.

La Hornblende vert clair est altérée et associée ici à beaucoup de Mica blanc. Les Feldspaths sont séricitisés et transformés en amas de Zoïsite et d'Épidote.

N° 620. *La Breya*.

La roche est une amphibolite feldspathique transformée, qui renferme une Hornblende verte avec inclusions de Mica brun sans doute secondaire. Celui-ci est en général peu polychroïque avec 2 V petit. L'Amphibole est noyée dans une masse séricitique, chargée de Zoïsite.

N° 616. *La Breya*.

La roche est voisine de la précédente, elle renferme beaucoup de Mica brun polychroïque, de l'Amphibole verdâtre, et du Quartz granulitique, tantôt en amas, tantôt en traînées. La Biotite renferme un peu de Sagénite, Zoïsite, puis Séricite formant le ciment entre les cristaux de Biotite et d'Amphibole.

N°s 245 et 246 *dans les cailloux de la moraine gauche du Glacier de Trélatête*.

Dans la moraine du Glacier de Trélatête, on trouve des blocs de granulite filonienne chargés d'Amphibole par endomorphisme. Plusieurs de ces blocs renferment encore des enclaves d'amphibolite incomplètement résorbée. Dans ces enclaves, on peut distinguer à l'œil nu 3 zones concentriques dont l'épaisseur varie d'un cas à l'autre.

La zone extérieure, de couleur foncée, est formée par des prismes d'Amphibole d'un vert noirâtre, associés à quelques cristaux de Feldspath.

SLM (245). La Hornblende qui atteint jusqu'à 4 millimètres est abondante, et maclée selon h^1. Son extinction sur g^1 comporte 21° ng-np= 0,023; polychroïsme intense ng= vert bleuâtre, nm= vert, np= jaune verdâtre. Les cristaux sont légèrement actinotisés sur les bords.

L'élément primitivement feldspathique est ici entièrement transformé en Séricite ; localement il y a de la Calcite.

La zone intérieure par contre, de couleur vert clair, est formée de cristaux d'Actinote affectant une structure radiée. SLM. Cette Actinote s'éteint à 18° renferme des paillettes de Mica brun secondaire puis des grains de Sphène.

La zone tout à fait centrale enfin, est grisâtre et compacte. Elle est formée de cristaux d'une Actinote incolore, s'éteignant à 16° avec ng-np= 0,026. Ils sont disposés pêle-mêle avec des paillettes de Talc, de Chlorite, et des lamelles d'une belle Biotite brune.

Granulites Amphiboliques.

A proprement parler on devrait comprendre sous ce nom les granulites filoniennes qui, au contact des amphibolites se chargent d'un peu d'amphibole. La roche que nous décrivons en réalité sous cette rubrique est d'un type très spécial, sur lequel nous avons déjà insisté à propos de la composition chimique.

N° 500. *Glacier des Bossons*, bloc erratique.

Cette belle roche, à fond bleuâtre, en apparence feldspathique, renferme des cristaux d'amphibole qui mesurent jusqu'à 3 millimètres. Ceux-ci sont en majorité maclés selon $h' = 100$, et s'éteignent à 19° sur $g' = (010)$. Ils sont transformés sur les bords en Actinote ; on observe aussi entre les clivages de la Hornblende un peu de Mica brun fortement polychroïque, puis un peu de Leucoxène.

Le Feldspath est fortement décomposé et rare. Le Quartz est excessivement abondant, il est disséminé partout, s'injecte dans l'Amphibole et la corrode souvent. Par altération il se produit de la Zoïsite, de l'Épidote et du Talc. Phénomènes dynamo-métamorphiques intenses, visibles par les extinctions onduleuses du Quartz et la déformation de certains cristaux d'Amphibole. Au point de vue chimique, cette roche est presque de l'Amphibole pure, à laquelle est ajouté du Quartz. C'est bien là un des produits les plus intéressants de l'injection.

CHAPITRE XIV.

Les Éclogites.

§ 1. Description pétrographique. — § 2. Composition chimique. — § 3. Monographie des types étudiés. — § 4. Les Serpentines.

§ 1. *Description pétrographique.*

Les Éclogites sont moins répandues que les Amphibolites dans le massif du Mont-Blanc.

Elles forment cependant l'arête rocheuse qui s'élève au-dessus des Pétoudes. La forme particulièrement déchiquetée de cette arête, ainsi que son aspect sauvage et sa coloration rougeâtre, indiquent de loin déjà la présence de ces amphibolites spéciales. Elles sont d'ailleurs traversées et injectées par des filons de granulite. Il est cependant à remarquer que la grande homogénéité et la grande compacité de ces roches font qu'elles résistent mieux que les amphibolites ordinaires à l'action de la granulite.

Ce sont d'ailleurs de fort belles roches, très compactes, de couleur verdâtre généralement foncée, exceptionnellement riches en minéraux variés, qui sont :

L'*Apatite* ; cet élément est plutôt rare, il se présente en prismes hexagonaux courts, et généralement terminés. On y observe parfois un polychroïsme léger dans les tons violacés, comme aussi de nombreuses inclusions poussiéreuses noires.

Le *Fer titané* n'est point rare, il est libre ou inclus dans l'Amphibole ou le Grenat. Il est en grains irréguliers, quelquefois en grilles.

Le *Rutile* peut être très abondant et se présente en jolis prismes allongés, mesurant jusqu'à 0,032 mm.

Les sections perpendiculaires à A^1 montrent une croix noire à un axe positif, qui se disloque légèrement par rotation. Polychroïsme : ng = brun jaunâtre. np = jaune pâle. Quelquefois le Rutile se développe dans le Fer titané. Il prend alors un polychroïsme violet.

FIG. 25.

L'Aiguille Noire et l'Aiguille Blanche de Peutéret. La première est en schistes cristallins redressés et la seconde en protogine.

Cliché de J. Vallot, N° 292.

FIG. 26.

Eclogites percés de filons de granulites (ces derniers plus clairs). Arête gauche du vallon de Vesvet.

Cliché de L. Duparc et L. Mrazec.

Le *Sphène* est d'abondance très variable. Il se présente soit en petits grains incolores et transparents localisés dans l'amphibole, soit en grains agrégés composés de 2 ou 3 individus, et alors libres dans la roche.

Souvent aussi les grains de Sphène forment une couronne autour d'un grain de Fer titané, ou encore un de ces derniers est enveloppé d'une auréole de faible épaisseur formée par du Sphène fibrillaire. Dans certains cas enfin, on observe deux couronnes concentriques autour d'un grain de Magnétite. La première est formée par du Sphène fibrillaire, la seconde par du Sphène granuleux. Ces couronnes sont très caractéristiques, on ne les observe que dans les Éclogites ou dans certains Micaschistes de la partie Nord-Est du massif.

Le *Pyroxène* est très variable quantitativement. Très abondant dans certains Éclogites, il manque complètement dans d'autres. La couleur est verdâtre pâle. Sur $g' = (010)$, ng s'éteint à 43°. La biréfringence $ng - np = 0{,}028$. La bissectrice aiguë $= ng$. L'angle $2\ V$ est petit. Il est parfois ouralitisé et forme presque toujours des associations micropegmatoïdes avec le Quartz et les Feldspaths.

Ces micropegmatiques sont de toutes dimensions, certaines d'entre elles ne se résolvent qu'aux plus forts grossissements. Souvent elles s'ouralitisent localement ou complètement. Elles se marbrent dans le premier cas de taches vertes.

L'*Amphibole* est d'habitude très fortement polychroïque $ng =$ vert bleuâtre; $nm =$ vert; $np =$ vert bleuâtre pâle. Sur $g' = (010)$ l'extinction se fait à 22°. La biréfringence $ng - np$ atteint 0,023 (Comparateur).

D'autres fois, la Hornblende est peu colorée, son polychroïsme se fait dans les teintes vert grisâtre, l'extinction sur $g' = (010)$ ne dépasse pas 20° et la biréfringence $ng - np$ atteint 0,20 seulement. La macle selon $h' = (100)$ n'est alors pas rare.

L'Amphibole comme le Pyroxène, forme aussi avec le Feldspath des agrégats micropegmatoïdes.

Entre les fissures de Grenat on observe parfois des petits cristaux d'un minéral brun à bissectrice négative, s'éteignant à 8° sur $g' = (010)$. Son polychroïsme donne $ng =$ brun rouge ; $nm =$ brun ; $np =$ jaunâtre. C'est probablement une Hornblende ferrifère.

La *Biotite* n'existe point partout, elle se rencontre cependant en petites et rares lamelles d'un rouge brun avec son polychroïsme habituel.

Le *Grenat* est parfois très abondant et peut constituer à lui seul la presque totalité de la roche.

Il est rouge brun, légèrement coloré en coupes minces, riche en fer, en alumine et en chaux.

Les plages du Grenat sont toujours légèrement biréfringentes et craquelées.

Elles renferment en inclusions du Rutile, de la Hornblende, du Fer titané, et donnent des produits d'altération variés qu'on observe surtout le long des cassures (Kélyphite).

Les *Feldspaths* sont pour les Plagioclases du moins, en général, assez basiques. Ils sont d'habitude maclés selon la loi de l'Albite, rarement d'après celle de Karlsbad. De nombreuses mesures d'extinction dans la zone de symétrie donnent un maximum de 50° entre deux lamelles hémitropes, tandis que sur $g^1 = (010)$ il a été mesuré pour *np* une extinction de — 9. Nous avons donc à faire ici à des variétés comprises entre $Ab_5\ An_3$ et $Ab_2\ An_1$.

La méthode de Becke confirme d'ailleurs le diagnostic et montre qu'il y a aussi des termes plus acides.

L'*Orthose* est plutôt rare, très frais d'habitude, et maclé selon Karlsbad ; il se présente en petits grains et peut manquer totalement.

Le *Quartz* se rencontre en petits grains granulitiques. Il est rare d'habitude, mais peut cependant dans certains cas imprégner la roche, sans jamais s'y développer toutefois comme dans les amphibolites.

Quant aux éléments secondaires, on y trouve surtout de la *Zoïsite* en petites aiguilles ou en gros cristaux, puis du *Kaolin* et des matières argileuses.

f En général, la *structure* de ces roches est compacte et dépourvue d'orientation. L'élément blanc y est toujours plus jeune que l'Amphibole et le Pyroxène, et il est ort probable que les Micropegmatites observées sont dues à la corrosion. Le mode d'association des divers minéraux permet de distinguer trois types principaux :

1. Un type normal et commun avec Grenat et Pyroxène Diopside en Micropegmatites, renfermant toujours plus ou moins de Quartz.
2. Un type essentiellement grenatifère passant à la Grenatite.
3. Un type feldspathique avec ou sans Pyroxène.

§ 2. *Composition chimique.*

Elle est résumée dans le tableau qui suit :

Le fer ferrique et le fer ferreux n'ont point été séparés dans les analyses ci-jointes ; mais il est évident, par la composition même des minéraux constitutifs, que la majorité du fer est à l'état ferreux. Toutes ces roches renferment des traces ou de très petites quantités non séparées de *MnO* et de TiO_2.

Quant à la perte au feu, elle n'a pas été faite, vu la grande quantité de *Fe O;* sa détermination n'ayant dans ce cas pas de signification.

		Analyses:			
		N° 515.	*N° 124.*	*N° 130.*	*N° 154.*
Si_2O_3	=	48.75	49,12	45.35	47.25
Al_2O_3	=	14.32	16.07	34.25	16.26
Fe O	=	16.47	16.65		17.02
Ca O	=	10.55	10.34	11.36	9.67
Mg O	=	7.37	7.02	7.18	6.67
K_2O	=	0.48	non	0.88	0.49
Na_2O	=	1.23	dosé	1.80	3.16
		99.17	99,20	100.82	100.52

N° 515. *Éclogite de Trient* (Collection Favre).
» 124. » *Arête des Pétoudes.*
» 130. » *Idem.*
» 154. *Éclogite sous l'Aiguille du Greppon* (Collection Brun).

Le tableau ci-dessus montre que les éclogites sont le terme le plus basique de la série cristallophyllienne du Mont-Blanc.

§ 3. *Monographie des types étudiés.*

N° 515. *Massif du Trient.*

SI.M. Roche très fraîche, tous les éléments sont en parfait état de conservation.

Beaucoup d'Illménite en grains opaques. Rutile brun rougeâtre foncé abondant également, on n'y distingue pas de forme cristallographique. Sphène rare,

en petits grains incolores, localisés principalement dans l'Amphibole. Hornblende d'un beau vert, en sections irrégulières mais bien développées.

Grenat en plages craquelées, de couleur rose.

L'élément principal de la roche est formé par des plages micropegmatoïdes de Diopside et de Quartz. Le Diopside est incolore mais se marbre par ouralitisation, de taches vertes.

Peu de Plagioclase et d'Orthose. Quartz en grains et en lentilles disséminé partout.

Quant à la structure elle est grenue.

Les micropegmatites de Diopside forment comme un canevas dans lequel se développent le Grenat et l'Amphibole. Quant au Quartz il s'infiltre dans les espaces laissés vides entre les éléments précités.

N° 124. *Arête des Pétoudes. — Les Grands. — Massif de Trient.*

SLM. Beaucoup de Fer titané, pas de Rutile ni de Sphène. L'élément dominant est ici le Grenat. Les cristaux frais et transparents de ce minéral sont réunis par un véritable ciment verdâtre qni n'est autre chose que des plages d'une très fine micropegmatite de Diopside, partiellement ouralitisé en Amphibole brun verdâtre. On trouve disséminés dans cet espèce de ciment quelques grains de Feldspaths et surtout de Quartz.

N° 132. *Arête des Pétoudes.*

SLM. Quelques grains de fer titané, entourés d'une très mince couronne de Sphène. Peu de Grenat. La masse principale est formée par de larges plages de micropegmatite de Pyroxène, en partie ouralitisé, très altéré, et transformé en une Amphibole vert pâle; très peu de Quartz et de Feldspaths; en revanche passablement de Zoïsite disséminée entre les fissures du Grenat.

La roche est très dynamométamorphique; le Grenat est écrasé et disséminé en débris dans la masse de la roche.

N° 131. *Arête des Pétoudes.*

SLM. Cette roche est une grenatite bien plus qu'une éclogite.

Elle est presque entièrement formée de cristaux de Grenat directement pressés les uns contre les autres, tandis que les espaces vides sont remplis par du Pyroxène altéré et en partie transformé en une Amphibole vert d'herbe. Du Fer titané, entouré d'une très mince bordure de Sphène se rencontre dans le Pyroxène altéré. Le Grenat est craquelé et les fissures remplies de Kelyphite. On rencontre aussi ça

et là une grande plage de Plagioclase (Andésine), puis un peu de Quartz secondaire.

N° 130. *Arête des Pétoudes.*

SLM. Magnétite auréolée de Sphène. Belle Hornblende peu polychroïque, en plages corrodées formant des micropegmatites comme le Pyroxène. Elles s'en distinguent par le faible polychroïsme, l'angle d'extinction et surtout le signe de la bissectrice. Par places le polychroïsme s'exagère dans les micropegmatites et donne alors naissance à des taches brunâtres. La Biotite en jolies lamelles brunes n'est point rare dans l'échantillon, elle paraît plus particulièrement localisée sur certains points.

N° 136. *Arête des Pétoudes.*

SLM. Cette roche est à proprement parler bien plus une amphibolite qu'une éclogite.

Comme elle est associée à ces dernières, nous ne l'en séparerons pas.

Elle est formée en grande partie d'Amphibole verte, polychroïque, allongée prismatiquement et dont les cristaux sont parallèles. Cette Amphibole est entremêlée de gros et beaux grains de Magnétite puis d'un peu de Zoïsite.

La roche est imprégnée de Quartz granulitique en lentilles et filonnets parallèles.

N° 514. *Sous l'Aiguille du Greppon, à la base du Glacier des Nantillons.*

SLM. Sphène très abondant, affectant les formes variées décrites précédemment, à savoir : La forme en grains libres, la forme en couronne simple, la forme en double couronne. Rutile rare, quelques grains seulement, polychroïques dans les tons violacés. Amphibole très abondante, peu colorée et polychroïque. Elle forme avec le feldspath toujours très décomposé et chargé de Zoïsite, des agrégats dentelliformes.

Le Grenat abonde, il constitue des plages généralement allongées par étirement, il est même tronçonné et ses lambeaux vont se perdre dans la masse amphibolique.

Chaque cristal de Grenat est enveloppé d'une large auréole peu biréfringente, chargée de Zoïsite ; cet élément s'observe également entre les plans de décollement du Grenat.

La matière feldspathique qui accompagne l'Amphibole, se montre chargée aux forts grossissements de jolies aiguilles de Zoïsite mesurant jusqu'à 0,002 mm., disposées en agrégats bacillaires, légèrement divergents.

§ 4. *Les Serpentines.*

Les serpentines sont fort rares dans le massif du Mont-Blanc, elles n'y jouent qu'un rôle absolument accessoire. Favre en a déjà signalé des blocs au bas du chemin de la Filia, on en trouve aussi des cailloux striés dans les anciennes moraines du Glacier des Bossons, comme aussi dans les éboulis de l'Aiguille du Midi sur le Glacier des Pèlerins.

D'autre part, on en retrouve quelques fragments dans les éboulis situés au-dessous de l'arête du Châtelet, où là elle se trouve très certainement en relation avec les amphibolites situés au-dessus. Nous n'avons jamais rencontré les Serpentines en place, aussi la description que nous en ferons sera-t-elle nécessairement très succinte.

N° 510. *La Filia.*

La roche est compacte, vert foncé. SLM. Elle est formée par un tissu serpentineux fin et serré, dans lequel on trouve une chlorite en paillettes fibreuses, courtes, isolées dans la masse ou encore en petites houppes sous forme de gerbe. Quelques fois ces houppes se superposent en se croisant, ces agrégats semblent alors donner une croix noire à la façon des sphérolithes. Un grossissement plus fort permet de résoudre le mode d'agrégation. Les fibres de ces houppes sont positives, l'extinction s'y fait parallèlement à la longueur, le polychroïsme est encore sensible *ng* vert clair, *np* rougeâtre. Les paillettes parallèles à $p = (001)$ sont verdâtres, éteintes, et montrent en lumière convergente une croix noire négative.

On observe en outre, épars dans la masse serpentineuse, un minéral d'aspect fibreux qui polarise dans les teintes jaunes du premier ordre. Ses extinctions sont droites, l'allongement est négatif. C'est peut-être de la Bastite. Quant à la Magnétite, elle est développée partout. Il n'y a pas trace de Péridot ni de Pyroxène.

QUATRIÈME PARTIE

LES PHÉNOMÈNES D'INJECTION ET DE MÉTAMORPHISME EXERCÉS PAR LA PROTOGINE.

CHAPITRE XV.

§ 1. Résumé des faits observés. — § 2. Opinion de l'école dynamométamorphique. — § 3. Insuffisance du dynamométamorphisme pour l'explication complète des faits. — § 4. Injection magmatique et son processus. — § 5. Injection téléfilonienne.

§ 1. *Résumé des faits observés.*

L'étude que nous avons faite des roches éruptives et cristallines du Mont-Blanc serait nécessairement incomplète, si nous omettions d'y joindre les idées théoriques qu'elle nous suggère, idées que nous avons déjà développées en partie dans nos ouvrages antérieurs. Pour cela, il faut tout d'abord résumer sommairement les faits observés, et ceci indépendamment de toute idée théorique ; nous les examinerons objectivement ensuite, et tâcherons de les interpréter, tout en donnant aussi les autres manières de voir professées sur la matière.

Il a été tout d'abord définitivement établi que la protogine est une roche éruptive granitique, fait qui ressort aussi bien de sa structure microscopique, que de sa manière de se comporter vis-à-vis des roches qu'elle traverse ou avec lesquelles elle entre en contact.

Quiconque d'ailleurs a vu de la partie supérieure du glacier de Miage l'arête du Mont-Brouillard, ne peut conserver aucun doute à cet égard. Mais nous avons

montré que ce granit est loin de présenter un aspect uniforme, et qu'à proprement parler il n'existe pas de roche qui mérite le nom spécial de Protogine.

Nous avons été amenés à classer les variétés rencontrées dans trois types qui n'ont rien d'absolu, mais qui sont commodes : le type granitique, le type pegmatoïde, et le type gneissique. Ceux-ci ne sont point distribués au hasard, mais ils alternent souvent plusieurs fois d'une manière régulière sur une série de profils transversaux.

Ces alternances ne sont pas des accidents locaux, mais peuvent souvent se poursuivre sur de grandes distances ; témoin la bande gneissique ou schisteuse qui de la Fenêtre de Saleinaz se continue par le Col du Chardonnet, les Droites, l'Aiguille du Moine, et la Dent du Requin.

Nous avons montré également que, dans le granit lui-même, et jalonnant souvent les alternances dont il vient d'être question, on rencontre des bancs schisteux plus ou moins puissants qui, par leur aspect, leur composition minéralogique et leur constitution chimique, sont absolument distincts de la protogine ; mais qui par contre, présentent parfois une analogie frappante avec certaines roches cristallines qui flanquent le massif granitique. Ces bancs rocheux sont cependant rarement séparés d'une manière brusque du granit encaissant ; ils y passent au contraire bien plus par des variétés plus ou moins gneissiques ou pegmatoïdes. Il est alors à remarquer dans ce cas que le granit renferme quelquefois certains minéraux exceptionnels qui ne se rencontrent que dans les roches qui forment les bancs en question, ou bien encore dans certains schistes du manteau cristallin, mais qui en temps normal sont absolument étrangers à la Protogine. Ainsi, nous avons signalé dans les bancs enclavés de l'Aiguille du Tacul comme aussi dans les Éclogites ou dans certains schistes du Massif du Trient, des grains de Magnétite entourés d'une auréole de Sphène.

Ceux-ci ne se rencontrent qu'exceptionnellement dans la protogine et seulement lorsqu'elle est voisine des dites roches.

Les enclaves fragmentaires ont également une signification particulière. Nous avons vu en effet que leur abondance ainsi que leur degré de transformation sont intimément liés au faciès de la protogine dans laquelle on les rencontre. Rares et métamorphosées dans les types très granitiques, elles sont par contre abondantes et peu altérées dans les types pegmatoïdes et schisteux qui en sont parfois criblés.

Enfin nous avons vu que la protogine lance dans les schistes des apophyses

innombrables, et que dans leur voisinage, les roches cristallines paraissent modifiées et deviennent plus feldspathiques ou plus quartzeuses.

Toutes les transitions sont observables entre les schistes et les apophyses ; les alternances dans la formation cristalline sont des plus variées, souvent locales, et il y a fréquemment reproduction des mêmes types pétrographiques.

Enfin, dans la zone voisine du contact, nous avons montré que ces apophyses s'exagèrent et que l'aspect des schistes cristallins est plus uniforme et essentiellement gneissique.

§ 2. *Opinion de l'école dynamométamorphique.*

On sait que les énergiques phénomènes de compression qui se sont développés durant la formation de la chaîne alpine, ont bien souvent produit dans les roches qui les ont subis des déformations et des modifications si complètes et si profondes, que leur structure primitive en est parfois entièrement masquée. Nulle part peut-être, les phénomènes dynamométamorphiques n'ont été plus intenses et à maintes reprises nous avons eu à en constater les traces sur les différentes roches que nous avons décrites. Il est bien établi que la pression peut écraser suffisamment les roches éruptives pour les rendre schisteuses, en leur donnant ainsi l'apparence de roches cristallines ou détritiques, d'aspect fréquemment séricitique, sur la réelle origine desquelles il serait parfois bien difficile de se prononcer, si l'on ne pouvait suivre pas à pas leur mode de transformation.

L'exemple cité par Schmidt pour les porphyres de la Windgälle comme aussi celui que nous avons cité à propos des porphyres du Val Ferret, montrent jusqu'où peuvent aller les déformations et les transformations d'une seule et même roche. Il est donc dès lors facile de comprendre que certains auteurs soient tentés d'attribuer exclusivement au dynamométamorphisme les différentes structures de la protogine, ses passages aux variétés gneissiques et pegmatoïdes, ainsi que les alternances observées dans le manteau cristallin.

Le résumé de cette manière de voir a été exposé par M. Grubenmann dans son travail sur les roches du noyau granitique de la partie orientale du Gothard ; pour lui, non seulement il faut attribuer à l'écrasement les faciès variées du granit, mais encore une partie des schistes cristallins du manteau. De même les filons d'aplites que nous considérons comme des apophyses, ne sont point arrivées

par pénétration dans leur position actuelle, elles ont été intercalées dans les schistes par le plissement.

Quant aux enclaves, leur qualité de simple ségrégation basique leur enlève toute importance pour une interprétation relative aux structures observées.

§ 3. *Insuffisance du dynamométamorphisme pour l'explication complète des faits.*

Nous sommes convaincus que le Dynamométamorphisme a joué un rôle considérable, mais nous pensons que seul il est insuffisant pour expliquer les faits observés. C'est ce que nous allons tâcher de démontrer.

Tout d'abord, admettons pour un instant que les alternances de faciès observées soient l'unique résultat de la compression et de l'écrasement. Il n'en reste pas moins avéré qu'il est cependant singulier de voir constamment une répétition alternante des mêmes types pétrographiques. Comment se fait-il que la pression qui a agi d'une manière continue sur un culot éruptif compact, ait écrasé systématiquement certaines zones devenues gneissiques et pegmatoïdes, tandis que d'autres sont restés granitiques, et cela, non pas sur un point seulement, mais sur une étendue souvent considérable ? Un autre fait qui demeure peu explicable, c'est le passage des variétés gneissiques au type granitique, dans le sens vertical. En effet, si du Zeneppi on descend dans le Vallon d'Arpette, on peut constater que près du sommet, c'est-à-dire du point le plus voisin de la couverture cristalline primitive décapée par l'érosion, la protogine est gneissique ; tandis qu'elle devient progressivement pegmatoïde à grands cristaux dans la partie supérieure du Vallon d'Arpette, et qu'à l'extrémité de celui-ci, c'est-à-dire dans la partie la plus basse, on trouve le type granitique. Or, il est évident que dans le Massif du Mont-Blanc les pressions maximales se sont exercées à une certaine profondeur. Il serait donc logique de rencontrer les variétés les plus écrasées à une assez grande distance de la surface.

En troisième lieu, il reste un point toujours inexplicable, c'est le fait que entre la protogine et certaines roches qu'elle enclave, il n'y a aucune analogie chimique quelconque.

On peut admettre que la compression modifie une structure, ou qu'elle produise

des minéraux nouveaux par un autre groupement des éléments chimiques constitutifs, mais elle ne saurait changer la composition centésimale primitive. Nous avons groupé dans le tableau qui suit quelques analyses qui sont destinées à montrer cette différence constitutive entre la protogine et les bancs enclavés. Un coup d'œil jeté sur celui-ci montre qu'il existe même dans la protogine des roches dont la basicité est plus grande que celle du plus basique de ses minéraux constitutifs.

Analyse :

		I	*II*	*III*	*IV*
SiO_2	=	71.84	54.65	53.18	26.95
Al_2O_3	=	14.07	19.30		22.02
Fe_2O_3	=	2.01	2.69	25.15	19.78
FeO			4.96		
CaO	=	1.08	4.50	1.19	1.35
MgO	=	0.40	5.41	9.75	19.91
K_2O	=	5.25	4.83	5.36	0.59
Na_2O	=	4.11	3.12	1.45	0.37
Perte au feu	=	0.86	1.77	4.21	9.61
		99.62	101.23	100.29	100.58

N° I = Protogine du Clocher de Planereuse.
N° II = Banc enclavé dans l'arête de l'Aiguille d'Orny.
N° III = Idem dans l'Aiguille du Tacul.
N° IV = Idem dans l'Aiguille du Tacul.

Il reste donc avéré que les roches de la composition indiquée ci-dessus, n'ont rien de commun avec la protogine et n'ont pu en dériver par écrasement. Cette déduction pouvait d'ailleurs se tirer déjà de la simple comparaison de leurs caractères microscopiques respectifs.

On peut cependant, en admettant la réalité de l'individualité pétrographique de ces bancs schisteux, objecter que ce sont là de simples lambeaux de la couverture cristalline primitive pincés et enfermés mécaniquement dans la protogine. Mais alors comment expliquer leur passage à certaines variétés gneissiques ou pegmatoïdes de ce granit, comme aussi le fait certain que certains de leurs minéraux

constitutifs caractéristiques se retrouvent dans le granit encaissant, comme nous l'avons indiqué à propos de la Magnétite, avec couronne de Sphène?

D'ailleurs on peut même ne pas tenir compte de ces bancs enclavés, et ne s'adresser qu'à la protogine elle-même. Si nous comparons par exemple les analyses d'un type gneissique et d'un type granitique, nous trouverons certaines différences beaucoup plus faibles il est vrai, mais qui, interprétées convenablement, prennent une réelle signification.

En effet, les variétés gneissiques et pegmatoïdes sont criblées d'enclaves, et pour exprimer d'une manière vraiment exacte la composition des dites variétés, il faudrait tenir compte de ces enclaves et ne point les considérer isolément. Pour les variétés granitiques par contre, la rareté de ces enclaves fait que pratiquement l'on peut négliger leur influence sur la composition. Or les enclaves sont en général plus basiques que la protogine, il est donc bien évident à priori qu'en en tenant compte, on aurait pour les variétés gneissiques une composition sensiblement différente de celle des variétés granitiques. Et même, abstraction faite des enclaves, on trouve déjà entre les protogines gneissiques et granitiques certaines petites différences portant sur la perte au feu et sur la Magnésie.

Il doit donc y avoir une autre cause que le dynamométamorphisme qui lie la présence des enclaves et les variations qu'elles introduisent dans la composition, aux faciès de la protogine; si l'on admettait même que les enclaves fussent des ségrégations basiques, il resterait encore à expliquer les motifs de leur localisation. Mais nous avons démontré que les enclaves sont à l'évidence des fragments de la couverture cristalline empâtés dans le granit, il nous faudra dès lors expliquer leur liaison avec les différents faciès de celui-ci.

Passons maintenant aux rapports de la Protogine avec sa couverture cristalline.

Il nous faut signaler d'abord les alternances observées, alternances qui se traduisent par des variations très notables dans la structure et surtout dans la composition chimique. Les mêmes objections que celles que nous avons faites à propos de la protogine subsistent entièrement et si l'on admet qu'une partie des schistes doivent leur existence à l'écrasement du granit, comment expliquer alors des variations aussi sensibles dans le produit de l'écrasement d'une seule et même roche.

Puis aussi, jamais dans les schistes nous n'avons trouvé trace d'enclaves si abondantes pourtant dans les protogines gneissiques.

Quant aux filons de granulite qui lacèrent les schistes cristallins, l'observation directe montre à notre avis sans ambiguïté possible qu'ils sont réellement intrusifs, et que souvent ils se ramifient dans les schistes qu'ils traversent nettement et qu'ils transforment toujours. Le microscope montre aussi que ce qui se voit en grand sur le terrain se répète en petit et confirme ainsi l'extrême généralité du phénomène.

Il est vrai que dans la majorité des cas, la direction de ces filons coïncide avec le plan de stratification, ce qui d'ailleurs est absolument logique ; mais on trouve également certaines apophyses qui coupent obliquement la direction des couches.

Enfin les nombreuses enclaves de nature diverse que l'on rencontre dans les gros filons, ainsi que l'existence de minéraux étrangers à la granulite, est encore une preuve décisive de leur intrusivité.

Au même point de vue les apophyses qui traversent les amphibolites sont également très suggestives. Lorsqu'un gros filon coupe un complexe de ces dernières, il traverse pour ainsi dire à l'emporte-pièce, en résorbant légèrement les salbandes. En même temps, il arrache de nombreux fragments de ces mêmes amphibolites, en les modifiant et les résorbant aussi à des degrés divers.

Si par contre les filons sont très petits, ils se ramifient et se digitent dans les amphibolites, ce que l'on peut aisément suivre par le contraste des couleurs de l'élément blanc et noir. L'on voit alors sur un espace de quelques décimètres les amphibolites compactes passer aux variétés de plus en plus feldspathiques, de sorte qu'une analyse faite sur deux fragments pris à quelques centimètres dans le même banc donnerait des résultats tout différents. Sans monter bien haut, on peut voir fort bien ces divers phénomènes soit dans les cailloux de la moraine du Glacier de Trélatête, soit dans ceux de la moraine médiane du Glacier de Miage.

Nous pensons donc que les considérations ci-dessus énumérées démontrent que seul le dynamométamorphisme ne saurait expliquer complètement les phénomènes observés. Nous allons essayer d'en donner une interprétation plus complète.

§ 4. *Injection magmatique. Son processus.*

Reportons-nous à l'époque très reculée où les premiers efforts orogéniques plissèrent les schistes cristallins du Mont-Blanc, en y esquissant des anticlinaux et des synclinaux, accompagnés sans doute de plissements secondaires. Le magma éruptif acide profond qui fut celui de la protogine, a dû monter dans les voussoirs ainsi formés avec lesquels il n'a cessé d'être en contact permanent.

Ce magma, nous en avons la preuve, ne saurait être assimilé à une simple matière fondue.

L'existence dans le Mont-Blanc de certains minéraux borés et fluorés, comme aussi la présence des nombreuses inclusions liquides qui criblent quelques-uns des minéraux constitutifs du granit, montrent bien au contraire que ce magma devait être accompagné de dissolvants et de minéralisateurs. Ceci posé, il est évident qu'un magma semblable doit attaquer et corroder les couches de l'écorce terrestre avec lesquelles il est en contact immédiat, dans le cas qui nous occupe les roches cristallines du Mont-Blanc.

Cette corrosion amène une résorption complète ou partielle, selon les cas, des parties considérées. Cette résorption permanente a donc comme résultat une assimilation, une digestion en quelque sorte, complète ou partielle aussi des matériaux de l'écorce. Une partie des minéraux constitutifs des roches cristallines disparaissent par ce procédé, mais d'autres plus tenaces résistent. Ils peuvent, il est vrai, être dans une mesure variable altérés par le magma, mais grâce aux mouvements qui se produisent dans celui-ci, ils s'y disséminent plus ou moins complètement, et y resteront comme des épaves en quelque sorte, alors que le refroidissement et la perte des minéralisateurs auront amené la cristallisation de ce magma sous forme de roche éruptive de profondeur.

Les enclaves nous montrent fort bien comment cette assimilation s'est produite. Toute résorption est évidemment précédée d'une pénétration du magma dans la couverture. Celle-ci, dans les points où elle est en contact avec lui, est disloquée et rompue par les nouvelles venues de ce magma. Les fragments ainsi produits entraînés à la suite du mouvement lent subi par la masse, sont d'abord eux-mêmes modifiés par le magma qui les environne, puis commencent à se résorber progressivement. L'observation sur le terrain confirme absolument la réalité du phénomène que nous venons de décrire. Nous avons en effet montré que dans le voisinage des enclaves, la protogine se charge de petits amas micacés, et que ceux-ci dessinent souvent autour d'une enclave des traînées analogues à celles produites par un corps en suspension dans un liquide visqueux que l'on remue. Ces traînées affectent même les gros cristaux d'Orthose qui prennent les uns par rapport aux autres toutes les positions possibles. C'est ce que l'on peut voir admirablement dans le Massif de Trient, mais principalement au Col du Chardonnet, à la Fenêtre de Saleinaz, à la Grande Fourche, etc.

La couverture cristalline doit donc, selon sa composition, exercer des modifications plus ou moins profondes sur le magma primitif, elle peut selon les cas l'acidifier ou le basicifier, lui apporter des éléments chimiques nouveaux, ou simplement exagérer ou diminuer tel ou tel corps constitutif. Le résultat final sera donc le suivant :

Dans le voisinage de la couverture cristalline, la roche granitique de profondeur subira des modifications endomorphes plus ou moins complètes. Ces modifications se feront sentir à une distance relativement faible de la couverture; elles s'atténueront et disparaîtront de plus en plus, au fur et à mesure qu'on s'éloignera des parties voisinès de la surface pour aller en profondeur.

Toute résorption, avons-nous dit, doit être précédée d'une pénétration du magma dans la couverture. Cette pénétration sera d'autant plus facile que la résistance effectuée par les strates est moins grande, elle variera donc beaucoup avec la nature et la structure de celles-ci.

En tout cas elle se fera plus facilement dans les parties où les feuillets des roches cristallines sont verticaux ou tout au moins fortement inclinés, comme cela se rencontre dans les synclinaux ; moins facilement par contre dans les parties où le contact avec le magma se fait par la surface, ce qui doit se produire dans les voussoirs.

Cette infiltration en quelque sorte du magma et de ses minéralisateurs dans les strates, amène la dissolution *in situ* d'une partie des éléments de celles-ci : mais la perte de chaleur et de dissolvants qui en résulte, doit avoir comme conséquence logique une cristallisation plus rapide du magma dans les strates mêmes, sans altération de leur structure parallèle primitive.

Ce phénomène doit précéder la dislocation et la résorption de la couverture cristalline qui se fait d'une manière continue par la base. Il donnera naissance à toutes les transitions possibles entre les roches cristallines et le granit lui-même, transitions qui se feront par des gneiss éruptifs à grosses glandules feldspathiques orientées, et par des variétés pegmatoïdes dans lesquelles des nouvelles venues du magma profond amènent une dislocation et une mise en mouvement partielle, attestées par la multiplicité des enclaves, le déplacement et l'orientation confuse des grosses glandules feldspathiques, enfin par l'existence des traînées de l'élément noir.

En même temps, les perturbations amenées par cet état de chose dans la cris-

tallisation se manifestent par l'exagération dans la dimension de certains éléments. Nous avons vu en effet que dans les variétés gneissiques et pegmatoïdes, l'Orthose et le Microcline se développent d'une manière exceptionnelle, tandis que dans les faciès franchement granitiques qui, à notre avis, représentent un magma ayant cristallisé plus lentement et à l'abri des influences exercées par la couverture cristalline, tous les minéraux acquièrent un égal développement. La liaison des premiers types avec les seconds se fait par des protogines, véritables rappakivi, dans lesquelles les gros cristaux des variétés pegmatoïdes restent isolés dans une masse granitique quasi uniforme.

Dès lors, on peut comprendre la structure actuelle du Mont-Blanc, en se représentant que l'érosion a décapé en partie la couverture cristalline. Dans les régions qui correspondent aux anticlinaux primitifs, lorsque la dénudation a fait disparaître suffisamment profondément la partie influencée par la couverture, nous trouverons de la protogine dont la structure sera de plus en plus granitique en profondeur. Dans les parties qui correspondent aux synclinaux par contre, le granit passera aux variétés pegmatoïdes et gneissiques, et dans les régions centrales de ces mêmes synclinaux on trouvera parfois des bancs presque intacts de la roche cristalline primitive plissée dans le synclinal. Plus on se rapprochera du fond du synclinal, plus les transformations seront complètes, et si l'on se figure l'érosion assez puissante pour démanteler le massif au-dessous des synclinaux les plus profonds et de la zone influencée par les éléments de la couverture cristalline, on aurait alors un culot homogène d'un granit dont la structure et la composition seraient uniformes.

Le mot de protogine, avons-nous dit, doit disparaître ; les différents faciès de cette roche doivent être interprétés à notre sens simplement comme des variétés plus ou moins voisines de la couverture cristalline primitive qui ne se rencontrent dans certains massifs alpins que parce que l'érosion ne les a point encore entamés suffisamment. La plupart des massifs granitiques ont très certainement été dans des conditions analogues à celles du Mont-Blanc, mais leur aspect actuel ne tient sans doute qu'à ce qu'ils ont été plus complètement dénudés, et ne nous montrent alors que des régions plus profondes, partant plus homogènes.

Signalons ici une objection que l'on peut faire de suite à la manière de voir qui vient d'être énoncée. Ce sont, nous dira-t-on, les variétés gneissiques et pegmatoïdes qui présentent d'habitude les phénomènes dynamométamorphiques les plus intenses et c'est là un argument décisif en faveur de leur origine dynamique.

Mais ce fait, loin d'infirmer la théorie, est au contraire d'accord avec elle.

Si l'on comprend difficilement que la pression exercée sur un massif homogène y produise une série de zones écrasées qui se répètent systématiquement, il en est tout autrement si l'on substitue à celui-ci un massif granitique hétérogène, comprenant des régions plus ou moins schisteuses ou gneissiques correspondant à d'anciens synclinaux granitisés. Il est évident que ce sont celles-ci qui s'écraseront le plus facilement, puisque leur résistance doit être certainement inférieure à celle des variétés granitiques compactes, le dynamométamorphisme agira donc ici de manière à exagérer le caractère gneissique et schisteux primordial. Dès lors, il devient logique d'y rencontrer d'une façon plus intense les modifications apportées à la structure originelle par la compression et l'écrasement.

§ 5. *Injection télé-filonienne.*

Nous avons jusqu'ici considéré l'action exercée par le magma dans les parties de l'écorce qui sont dans son voisinage immédiat, mais cette action se fait sentir plus au loin dans l'intérieur de la couverture cristalline d'une manière un peu différente de celle que nous venons d'étudier.

En effet, les couches cristallines qui se plissent sont nécessairement sillonnées de fissures et de cassures multiples, par lesquelles les dissolvants et les minéralisateurs pourront fuir dans leur intérieur. Des filons variés comme dimension, mais toujours très acides, cribleront la couverture cristalline et transporteront au loin l'action du magma profond. Cette injection télé-filonienne amènera évidemment des modifications plus ou moins considérables dans les roches cristallines.

Comme dans le cas de l'injection magmatique d'ailleurs, ces modifications seront évidemment liées à la nature des couches cristallines, à la grosseur des apophyses, et au mode de pénétration. Comme rien ne règle la disposition générale de ces apophyses, si ce n'est qu'au fur et à mesure que l'on s'éloignera du magma elles diminueront en fréquence et en étendue, il en résultera que les modifications variées qu'elles pourront apporter dans la structure et la composition des assises cristallines qu'elles traversent pourront affecter un caractère de localisation marqué. Nous avons montré qu'en réalité il en était bien ainsi et que les nombreuses alternances plus ou moins gneissiques que l'on rencontrait dans la couverture cristalline n'étaient point des niveaux déterminés, mais se répétaient en des endroits

forts différents et souvent d'une manière toute locale. Parmi les modifications apportées au milieu par ce mode d'injection, il faut signaler le développement du Mica blanc et de la Tourmaline. Le développement du Mica blanc est souvent si étroitement lié à l'injection, que par l'accroissement graduel de cet élément dans certaines roches cristallines, on peut diagnostiquer l'existence de filons que l'on trouve toujours dans le voisinage.

Ce fait n'est point isolé. On sait d'ailleurs que dans nombre de régions cristallines dans lesquelles le granit n'affleure point en surface, on peut néanmoins en reconnaître l'existence en profondeur par le fait que les roches cristallines se chargent de Mica blanc dans l'axe de la bosse granitique sous-jacente. Puis vient ensuite le développement des Feldspaths et du Quartz qui sont au plus haut degré le résultat de l'injection filonienne.

Sous cette influence, les roches cristallines diverses se granitisent en quelque sorte et prennent un faciès gneissique spécial.

Nous avons constaté en effet, dans les régions abondantes en apophyses, combien ces faciès gneissiques sont fréquents et combien souvent entre les filons bien caractérisés et les roches cristallines on trouve des formes de passage multiples, attestées par des variations dans la composition chimique qui se manifestent à chaque instant.

Le mode de transformation que subit la roche cristalline est varié. Tantôt il y a imprégnation complète, et développement simultané dans toutes les régions de Feldspath et de Quartz; le premier comme cristaux isolés de plus ou moins grande taille, le second généralement sous forme grenue.

Quant cette imprégnation est complète, il naît des associations granulitiques entre le Quartz et les Feldspaths et il y a passage à la granulite pure.

D'autres fois l'injection affecte la forme lenticulaire ; elle est alors soit principalement quartzeuse, soit feldspathiqne, souvent aussi les deux à la fois. Elle développe dans ce cas des lentilles de Quartz grenu associé ou non à de l'Orthose ; associations qui sont parfois de la pegmatite pure.

Toutes les dimensions sont réalisées dans ces lentilles, depuis celles gigantesques du Massif de Trient, véritables poches remplies d'une pegmatite grossière avec larges lamelles de Mica blanc, jusqu'à celles de quelques centimètres seulement qui sont si abondantes dans certains schistes voisins du contact et leur communique un aspect tout particulier.

La réalité des phénomènes d'injection filonienne et des transformations subséquentes du milieu traversé, est encore plus manifeste pour les amphibolites que pour les micaschistes. Nous avons vu que la granulite infiltrée à des degrés divers dans les amphibolites, donne toutes les formes de passage entre des roches légèrement feldspathisées dont les éléments affectent une structure nettement parallèle, et des roches amphiboliques d'apparence éruptive, qui simulent à s'y méprendre les Syénites et les Diorites. Si l'on n'assistait pas à ces passages graduels, et s'il ne nous avait été donné maintes fois de les suivre pour en établir la genèse, nous aurions été les premiers à prendre les dites roches pour de véritables Diorites ou Syénites, alors qu'elles ne sont en réalité que des granulites transformées par endomorphisme à la suite de leur passage au travers des amphibolites.

Un autre fait aussi éloquent, c'est celui que nous avons mentionné à propos de la composition chimique de la roche que nous avons appelée granulite amphibolique.

Rien ne serait plus étrange qu'une roche éruptive, originellement formée de cette association bizarre de Quartz et d'Amphibole, fait qui se traduit par une acidité considérable, jointe cependant à une forte proportion de chaux et de magnésie et à une pauvreté remarquable en alcalis. N'est-ce pas au contraire par excellence le produit d'une injection quartzeuse dans une roche primitivement basique, qui ne s'est guère trouvée modifiée de la sorte que dans sa teneur en silice.

De même la comparaison simultanée des éclogites et des amphibolites, qui ont été placées dans des conditions identiques et qui toutes deux sont traversées par la granulite, montre aussi que le phénomène de l'injection est loin de s'appliquer d'une manière identique à toutes les roches.

Tandis que les amphibolites, généralement schisteuses partant plus perméables, ont donné naissance à toutes les transformations indiquées; les éclogites compactes et homogènes, ont à peine souffert, elles ont simplement éprouvé une sorte de durcissement résultant de la fixation d'un peu de Quartz par imprégnation, mais néanmoins ce simple phénomène suffit pour produire certaines transformations sur les minéraux constitutifs primordiaux comme le démontre en ce moment M. Joukowsky[1] dans son travail sur les amphibolites des Aiguilles-Rouges.

[1] Communication privée de l'auteur.

Il est d'ailleurs bien évident que ce que nous avons dit du dynamométamorphisme en parlant de la protogine, s'applique sans restrictions aux schistes cristallins injectés.

Comme le granit, ceux-ci ont souffert de la compression et maintes structures ont été ainsi modifiées ; mais il paraît établi et démontré maintenant que jamais les roches cristallines du Mont-Blanc ne sont provenues dans aucun cas de l'écrasement de la protogine.

Disons donc en terminant qu'il résulte de l'exposé précédent que les phénomènes observés reçoivent à notre avis une explication satisfaisante, en faisant intervenir à côté du dynamométamorphisme une injection magmatique, source première des différences de faciès que présente la protogine, ainsi qu'une injection téléfilonienne qui explique les alternances et les variations observées dans son manteau cristallin.

CINQUIÈME PARTIE

LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES DU MASSIF DU MONT-BLANC.

L'étude que nous avons faite du Mont-Blanc a été dirigée principalement du côté des roches cristallines et éruptives. Le chapitre que nous consacrerons aux roches sédimentaires sera un aperçu bien plus qu'une étude stratigraphique et paléontologique détaillée.

Les terrains sédimentaires ne jouent d'ailleurs qu'un rôle très secondaire dans le Massif du Mont-Blanc, ils ne s'y trouvent que sur la bordure, plaqués contre les roches cristallines.

Ils sont d'habitude rares dans l'intérieur du massif. A ce point de vue le Mont-Blanc se distingue de ses congénères de la première zone alpine, le Pelvoux, les Aiguilles-Rouges, les Alpes Bernoises, etc., dans lesquels les sédiments sont parfois pincés dans l'intérieur des couches cristallines, ou encore les recouvrent en discordance. Une exception cependant doit être faite pour la partie Sud-Ouest, à l'extrémité même du Mont-Blanc, où les couches sédimentaires se plissent alors plusieurs fois avec les couches cristallines et en affectent toutes les allures.

Si nous faisons ici abstraction des schistes cristallins de type plus ou moins détritique dont il n'est point possible de fixer l'âge, mais qui peuvent parfaitement comprendre une partie du paléozoïque inférieur ; les terrains sédimentaires qui affleurent au Mont-Blanc peuvent se répartir comme suit :

I. Le Carbonifère.
II. Le Trias.
III. L'Infralias.
IV. Le Lias.
V. Le Jurassique.
VI. Le Quaternaire.

Ces différents terrains n'ont point tous la même extension et la même importance. Nous allons les étudier successivement.

CHAPITRE XVI.

Le Carbonifère.

§ 1. Généralités sur le Carbonifère. — § 2. Les grès houillers. — § 3. Les schistes houillers. — § 4. Monographie des types étudiés. — § 5. Le Permien.

§ 1. *Généralités sur le Carbonifère.*

Ce terrain est beaucoup moins répandu dans le Mont-Blanc que dans la chaîne des Aiguilles-Rouges ; il n'y fait cependant point défaut comme M. Haug l'a prétendu.

Cette rareté relative peut tenir à plusieurs causes qui sont : soit l'intensité du métamorphisme qui masque la structure primitivement détritique du carbonifère, soit peut-être aussi l'intensité de la dénudation, ou bien encore une pauvreté ou une faible épaisseur originelle des dépôts houillers dans le Massif du Mont-Blanc.

Dans ce dernier, les formations carbonifères se rencontrent en petits synclinaux, pincés dans les micaschistes granulitiques. Elles paraissent d'habitude concordantes avec eux.

Cette concordance toutefois n'est point originelle, car la discordance angulaire du carbonifère sur le cristallin dans la première zone alpine est un fait que l'on peut considérer comme acquis en général et dans la Chaîne des Aiguilles-Rouges, par exemple, nous en avons la démonstration manifeste.

Là, le Carbonifère est en principe discordant sur les schistes cristallins, cependant, dans certains endroits il peut devenir concordant, mais toujours à la suite du pincement et de la compression.

Le Carbonifère se rencontre tout d'abord dans la région S.-O. du Massif.

Un premier synclinal s'amorce dans l'arête Sud du Mont-Jovet et se poursuit vers le Nord en formant une bande étroite jusqu'au-dessous du Glacier de la Frasse, en traversant le Glacier de Trélatête. Vers le Sud, un petit affleurement probablement du même synclinal se retrouve sur le flanc Nord de l'Aiguille de la Tête de l'Enclave.

Un deuxième synclinal part de l'arête Sud du Mont-Tondu, passe sur le versant Sud de l'Aiguille à Béranger et se continue peut-être par les schistes houillers enclavés dans les schistes cristallins au Col Infranchissable ; on en trouve de nombreux fragments sur les moraines du glacier de Miage.

Nous avons enfin attribué au carbonifère une bande de roches gréseuses qui, au Mont-Fréty flanquent immédiatement la Protogine et sur lesquelles s'appuyent les calcaires du Lias. Il est probable enfin que le houiller existe en d'autres points ; nous avons maintes fois rencontré intercalées dans la couverture cristalline, des roches qui ressemblent manifestement au houiller, mais toujours d'une manière tout à fait locale et sans qu'il soit possible de raccorder entre eux ces minuscules affleurements.

Dans la première zone alpine, le carbonifère est représenté par des conglomérats, des grès et des ardoises à empreintes végétales C'est sous cette forme par exemple qu'on le rencontre dans la chaîne des Aiguilles-Rouges et dans celles qui en sont le prolongement direct vers le Sud. L'un de nous[1], dans un travail antérieur, a démontré que les cailloux des conglomérats sont formés par des roches cristallines et éruptives empruntées à la chaîne en place. Cette observation est, comme nous le verrons, importante pour la tectonique de la première zone alpine. Dans le Mont-Blanc lui-même, les conglomérats du type de celui de Vallorsine font défaut ; le carbonifère est seulement représenté par des grès et des schistes ardoisiers dans lesquels d'ailleurs nous n'avons pas trouvé d'empreintes végétales.

§ 2. *Les grès houillers.*

Les grès houillers sont cependant comme les conglomérats, formés de débris de roches cristallines et éruptives ; il y a donc identité parfaite entre ces formations et celles correspondantes des Aiguilles-Rouges. Les grains détritiques qui les constituent sont ou bien des individus minéralogiques ou bien de véritables petits galets microscopiques. Le ciment est homogène et les galets sont pour ainsi dire noyés dedans. Leur contour est toujours plus ou moins arrondi, ce sont des grains nettement roulés, réunis par un ciment en quantité variable.

Les individus minéralogiques sont toujours les éléments constitutifs des roches

[1] L. Duparc et E. Ritter, Liste bibliographique N° 48.

acides, principalement des roches granitiques. Ce sont du Quartz, d'abord, puis de l'Orthose, des Plagioclases toujours acides (Albite, Oligoclase, Albite-Oligoclase), un peu de Mica noir et du Mica blanc dont les lamelles sont altérées par le charriage, puis enfin du Zircon. Il n'y a généralement pas d'Amphibole.

D'habitude les grès houillers sont riches en Quartz, à cet égard sont de véritables quartzites; cependant, exceptionnellement, ils peuvent être feldspathiques, c'est le cas au Col Infranchissable.

Les grains détritiques, avons-nous dit, sont arrondis, mais jamais d'une manière aussi complète que chez les grès marins. Souvent les angles sont simplement émoussés et les grains sont si peu roulés qu'on croirait dans certains cas avoir une roche écrasée.

Quant aux petits galets constitutifs, ce sont des plages de granit ou de granulite, ou bien encore des petits débris de micaschistes à mica blanc ou noir, voire même de schistes chloriteux. Nous avons déjà indiqué que les microgranulites y sont très rares ou manquent complètement.

Le ciment est toujours cristallin, formé de Quartz et de paillettes plus ou moins larges et développées de Séricite, qui s'enchevêtrent intimément avec le Quartz à contour flou, mal défini. Souvent ces paillettes de Séricite s'insèrent tout autour des grains roulés et forment une véritable couronne de paillettes orientées perpendiculairement à chaque point du contour. Il n'y a généralement *pas de rutile* dans le ciment. Quant à la matière charbonneuse, sa plus ou moins grande abondance est liée au grain du grès. Elle manque presque complètement dans les variétés grossières, elle peut être assez fréquente chez celles qui passent aux schistes houillers.

§ 3. *Les schistes houillers.*

Ils peuvent se diviser en deux catégories; ceux qui ne sont que des grès schisteux dont les éléments sont de très petite dimension et qui présentent donc les caractères ci-dessus indiqués; puis ceux qui sont de véritables schistes ardoisiers. Ces derniers renferment des grains clastiques très petits, bien arrondis, mais à contour estompé et flou. A ces grains de Quartz s'ajoutent des paillettes de Séricite avec une plus ou moins grande quantité de matière argileuse amorphe et de l'Anthracite pulvérulente. On y rencontre aussi comme formations secondaires des fines aiguilles de Rutile en proportion très variable, généralement fort ténues. Elles sont libres

ou alignées parallèlement ; d'autres fois elles affectent la forme dite en « fagots ». Certaines de ces aiguilles sont maclées en genou, les plus grosses présentent souvent la macle en cœur.

On sait que les conglomérats occupent généralement la base du carbonifère, mais qu'ils sont aussi souvent intercalés à différents niveaux ; leur absence dans la formation carbonifère du Mont-Blanc montre que les dépôts de celle-ci se sont faits à une certaine distance de l'ancienne côte, probablement dans une eau plus profonde que leurs congénères des Aiguilles-Rouges.

§ 4. *Monographie des types étudiés*[1].

N° 386. *Col Infranchissable.*

Grès assez grossier, d'aspect sériciteux grisâtre. S.L.M. Les galets roulés, de petites dimensions, comprennent surtout des Feldspaths, à savoir de l'Orthose et de l'Andésine séricitisée et chargée de Calcite. On y rencontre aussi un peu de Zircon, quelques beaux grains de Sphène, puis de la Magnétite et quelques lamelles de Mica brun.

Ces éléments sont relativement peu roulés et agglomérés par un ciment formé d'un mélange de paillettes de Séricite et de Quartz.

Les paillettes de Séricite sont insérées sur le pourtour des galets et leur constitue une auréole caractéristique. Par places, la masse sériciteuse acquiert une structure parallèle par dynamométamorphisme. Elle renferme localement des grains de Calcite.

N° 331. *Mont-Fréty.*

Roche gréseuse, compacte, grisâtre.

S.L.M. Le type est essentiellement quartzeux ; il renferme des grains arrondis de Quartz, peu d'Orthose et d'Oligoclase ; puis par places quelques plages arrondies de granit ou de granulite. Ciment quartzeux et sériciteux abondant.

N° 266. *Mont-Jovet.*

Schiste gréseux noirâtre à grain fin.

S.L.M. Cette roche renferme de nombreux et tout petits galets de Quartz arrondis, à contour net. Quelques grains d'Orthose, du Plagioclase rare, un peu d'Apa-

[1] Nous renverrons pour plus de détails à la note indiquée ci-dessus au N° 48.

tite, de Sphène et de Zircon, puis quelques paillettes de Mica brun, le tout noyé dans une masse séricitique formée de Quartz flou et de Séricite. Quelques grains de Zoïsite. Puis on rencontre, imprégnant toute la roche et disséminée partout, une poussière opaque de nature charbonneuse.

N° 385. *Col Infranchissable.*

Cette roche est un véritable schiste ardoisier, analogue à ceux de Pormenaz, Salvan, etc.

Elle renferme quelques tout petits grains de Quartz et de Feldspath, puis aussi quelques nids de Chlorite verdâtre. La masse principale est formée d'une matière argileuse, jointe à un peu de Quartz et de Séricite et à beaucoup de matières charbonneuses.

Quelques rares aiguilles de Rutile.

N° 289. *Rive gauche du glacier de Trélatête.*

Schiste très noir charbonneux. S.L.M. Il est formé en majorité par des matières argileuses chargées de Séricite et d'une grande quantité de matières charbonneuses pulvérulentes, qui obscurcissent pour ainsi dire complètement la coupe. On y trouve quelques rares et minuscules grains de Quartz.

§ 5. *Le Permien.*

Nulle part le permien n'a été constaté avec certitude dans le Massif du Mont-Blanc.

Cependant, entre les deux Pyramides Calcaires qui, dans l'Allée Blanche, forment un anticlinal dolomitique, on trouve au cœur de cet anticlinal des roches vertes qui peuvent évidemment appartenir au Trias inférieur, mais qui, pétrographiquement, sont tellement semblables à certains faciès du permien, que nous les avons attribuées, sans d'autres motifs d'ailleurs, à ce terrain. Ce sont des schistes verts, siliceux, très feuilletés, d'aspect satiné.

S.L.M. N° 399. La roche renferme des grains de Quartz, d'Orthose et d'Oligoclase, entourés d'une auréole de Quartz grenu recristallisé, au détriment duquel ces grains semblent s'être nourris.

La masse principale est formée de Quartz à contour plus ou moins net, paraissant d'origine détritique et toujours fortement recristallisé. Ce Quartz est associé à de nombreuses houppes de Chlorite qui souvent forment des auréoles autour des

grains de Quartz. On trouve aussi quelques rares grains de Zircon, peu de Magnétite, et de la Calcite toujours locale.

Toute la roche est parsemée de petits grains opaques ferrugineux, puis de nombreuses aiguilles de Rutile tellement fines qu'on en voit quelquefois deux ou trois dans l'épaisseur de la coupe. Ces aiguilles sont rarement maclées en genou.

CHAPITRE XVII.

LE TRIAS.

§ 1. Généralités sur le trias. — § 2. Les Quartzites. — § 3. Les Dolomies et Cargneules. — § 4. Le gypse et les schistes miroitants.

§ 1. *Généralités sur le Trias.*

Dans toute la première zone alpine d'un bout à l'autre, le faciès du trias est très uniforme.

Il comprend généralement à la base des quartzites d'aspect varié, mais qui, microscopiquement parlant, sont toujours de la même catégorie.

Les quartzites les plus grossiers, souvent localisés, se trouvent dans la règle à la base du Trias.

On y rencontre même des conglomérats à petits éléments qui, dans le Mont-Blanc, paraissent manquer, mais qui en revanche sont assez fréquents dans d'autres chaînes.

Au-dessus des Quartzites grossiers, et constituant souvent à eux seuls le Trias inférieur, viennent des quartzites à grain plus fin, souvent schisteux et blanchâtres.

Les quartzites enfin, sont surmontés par des schistes verts qui d'ailleurs sont loin d'être un élément constant.

L'étage des quartzites forme le trias inférieur. Il supporte le trias moyen et supérieur, représenté par des dolomies, des calcaires dolomiques et des cargneules. Celles-ci sont un faciès très commun et très caractéristique du Trias. Il peut arriver

que dolomies et cargneules existent simultanément; dans ce cas les cargneules sont généralement supérieures, mais l'une des deux formations peut cependant exclure l'autre.

La partie tout à fait supérieure du Trias est représentée par le gypse souvent sporadique et lenticulaire; puis par des schistes miroitants qui, dans le Mont-Blanc proprement dit, manquent complètement, mais qui cependant se trouvent dans d'autres régions voisines.

Les divers termes de la série triasique ne se rencontrent pas toujours ensemble; il y a dans la plupart des cas certaines suppressions dues bien plus à des étirements qu'à des lacunes.

Les quartzites paraissent représenter le terme le plus constant. Une exception doit être faite cependant pour le Col du Bonhomme, le Col des Fours et les Pyramides Calcaires, où les quartzites manquent tandis que les dolomies se rencontrent seules.

Dans le Mont-Blanc, le Trias borde d'une manière assez continue l'amigdale cristalline. Les couches sont généralement fortement inclinées et paraissent concordantes avec les roches cristallines. C'est ce que l'on peut voir le long du synclinal de Chamonix sur plusieurs points. Il n'est d'ailleurs jamais très épais, souvent même on le voit réduit à une mince bande. Dans la partie terminale du Mont-Blanc, au Col du Bonhomme, le Trias est manifestement discordant sur les schistes cristallins; c'est d'ailleurs la règle générale dans la première zone alpine; et partout où la pression n'a pas amené une concordance d'origine dynamique, le Trias est discordant sur le cristallin comme aussi sur le houiller.

Le Trias se rencontre rarement à l'intérieur même du Massif du Mont-Blanc; il faut faire exception toutefois pour la partie Sud-Est, où on le trouve pincé et accompagné du houiller dans le synclinal du Mont-Jovet.

Nous allons maintenant examiner d'une manière plus détaillée les principaux types pétrographiques du Trias.

§ 2. *Les Quartzites.*

Ils sont d'habitude de couleur claire, blanche ou verdâtre; disposés soit en bancs compacts qui simulent quelquefois même une roche granitique, soit en bancs plus ou moins grossièrement schisteux. Sous le microscope, les éléments constitutifs des

quartzites triasiques sont les mêmes que ceux des grès carbonifères. C'est toujours le Quartz ainsi que les Feldspaths qui sont les matériaux les plus fréquents. La Muscovite y paraît rare ainsi que la Tourmaline et le Sphène; ces deux derniers minéraux sont cependant fréquents dans le trias de la Vanoise.

La Séricite et la Chlorite font partie intégrante du ciment, elles varient quantitativement suivant les échantillons.

La structure microscopique des quartzites est assez différente. Souvent les galets quartzeux et feldspathiques plus roulés que leurs congénères du carbonifère, sont réunis par un ciment qui présente une analogie parfaite avec celui des grès houillers. D'autres fois les gros grains de Feldspaths et de Quartz (ce dernier recristallisé) sont réunis par un ciment quartzeux, entièrement recristallisé, composé originellement d'une infinité de petits grains détritiques qui se sont accrus par la périphérie et parmi lesquels la Séricite est toujours rare. Les grains quartzeux détritiques se raccordent insensiblement avec cette base recristallisée.

Ce qui distingue les quartzites triasiques des grès carbonifères, c'est l'abondance de la Calcite disséminée en grains ou en plages un peu partout.

Quant aux phénomènes dynamiques ils sont quelquefois bien accusés ; les types très recristallisés sont froissés et rendus schisteux ; les galets de Quartz sont souvent alignés et leurs grands axes disposés parallèlement.

La description qui précède convient non seulement aux quartzites triasiques du Mont-Blanc, mais encore à ceux de toute la première zone alpine ; nous donnerons encore ici la description d'un échantillon provenant plus spécialement du Mont-Blanc.

N° 65. Quartzite de Nant-Borrant.

SLM. La roche renferme peu de galets d'Orthose et beaucoup de grains de Quartz. Les éléments clastiques sont en proportion relativement faible par rapport au ciment. Les galets de Quartz sont nettement recristallisés, leur contour est dentelé, capricieux, et se fond insensiblement dans la masse principale.

Celle-ci est entièrement cristallisée et formée en majeure partie par quelques grains de Quartz joints à de la Séricite en paillettes.

Toute la roche est imprégnée de volumineux grains de Calcite qui forment à peu près le tiers de la masse.

§ 3. *Les Dolomies et les Cargneules.*

Les Dolomies et les calcaires dolomitiques sont généralement moins développés que les quartzites et reposent dessus sauf quand il y a étirement. Leur couleur est blanche, jaunâtre ou grisâtre. Elles sont souvent saccharoïdes, d'autres fois bréchiformes comme par exemple à la Montagne de la Saxe. Leur teneur en carbonate de Magnésie ainsi qu'en silicate est variable ; elles se distinguent en tout cas très aisément des calcaires liasiques. Nous donnerons ici une analyse de calcaire dolomitique.

Analyse du N° 233.

Gangue	=	6.75
$(Fe\,Al)_2O_3$	=	1.85
$Ca\,Co_3$	=	55.70
$Mg\,Co_3$	=	37.40
		101.70

SLM. Ces roches n'offrent pas d'intérêt. Nous en décrirons une seule comme type.

N° 449. *Col des Fours.*

La coupe montre quelques grains de Quartz à contour arrondi ou anguleux, disséminés dans une masse formée par des grains de Calcite et de Dolomie, de dimension variable, orientés dans toutes les positions les uns par rapport aux autres. On y trouve aussi quelques débris rares de Mica; puis des petites plages qui sont sans doute des très petits fragments de micaschiste.

Ces dolomies, comme on le voit, gardent encore certains caractères des quartzites précédemment décrits.

Quant aux cargneules, elles sont jaunâtres, toujours vacuolaires et quartzeuses. Souvent elles sont bréchiformes et renferment alors soit de gros débris anguleux de Quartz violacé, soit des fragments et des petits blocs de calcaire dolomitique, soit encore des débris anguleux de schistes verdâtres très curieux. Le ciment, peu développé, est calcairo-gréseux, jaunâtre.

Les schistes verts inclus dans les cargneules sont fort intéressants et présentent deux types distincts. Le premier est représenté par de véritables éclogites à grain

fin ; le second par des schistes à pâte très fine, à éléments mal individualisés, criblés de fines aiguilles de Rutile.

Les éclogites à grain fin montrent les caractères suivants :

Coupes N° 387, 432, 434 *dans les Cargneules. Montée du Col du Bonhomme.*

SLM. On y rencontre des minéraux assez variés, à savoir :

De la *Magnétite* en petits grains disséminés partout puis aussi en cristaux bien formés.

Du *Rutile* plutôt rare, en grains informes souvent étroitement associés à la Magnétite évidemment titanifère. Ce Rutile de couleur brun verdâtre foncé possède un polychroïsme manifeste. Il est souvent inclus dans l'Amphibole.

De l'*Apatite* abondante en assez gros cristaux libres avec caractères habituels.

Outre ces éléments que l'on peut qualifier d'accessoires, on trouve de nombreuses sections de Grenat craquelées et incolores, puis de la Biotite brune très polychroïque avec ng = brun rougeâtre ; np = jaunâtre pâle. Elle renferme en inclusions de l'Apatite ; elle-même est souvent enfermée dans l'Amphibole. Ce dernier minéral qui, à l'exception du Grenat, paraît mouler tous les éléments précités, se présente en grands cristaux ou en plages informes, s'éteignant à 22° de l'allongement positif ; elle n'est généralement pas maclée et possède le polychroïsme suivant : ng = vert brunâtre, np = jaunâtre pâle. Bissectrice et biréfringence normales. La *Hornblende* forme comme dans les éclogites de Trient des associations micropegmatoïdes avec le Quartz. Ce dernier élément se rencontre aussi en grains isolés. Parmi les produits secondaires, il faut mentionner la Zoïsite, puis la Calcite qui peut être très abondante. La structure est quelconque sans arrangement ni orientation des éléments.

Les *Schistes à Rutile* sont formés d'une masse principale faiblement verdâtre, de nature chloriteuse, polarisant très bas et disposée en traînées. Cette masse est criblée d'une multitude invraisemblable de très petites aiguilles de Rutile disposées pêle-mêle ; on y trouve aussi quelques aiguilles de Tourmaline souvent terminées, d'un polychroïsme intense et de dimension fort supérieure à celle du Rutile.

§ 4. *Le gypse et les schistes miroitants.*

Les schistes miroitants qui, sporadiquement, forment la partie supérieure du trias, manquent totalement dans le Mont-Blanc ; nous ne les étudierons donc point.

On en trouvera d'ailleurs la description dans le travail de M. Ritter, mentionné déjà plusieurs fois. Le Gypse est très local aussi. On le trouve près de Nant-Borrant. Le Gypse présente les caractères ordinaires; il renferme peu de grains roulés détritiques.

Le trias est, comme on le voit, essentiellement lagunaire et s'est formé au détriment de matériaux qui ne venaient pas de loin, mais qui, au contraire, sont identiques à ceux qu'aujourd'hui encore on trouve en place dans les chaînes voisines. Le trias dans son ensemble est peu puissant et nous verrons que par sa nature il a souvent joué un rôle important dans la tectonique.

CHAPITRE XVIII.

L'Infralias.

§ 1. Les conglomérats et les grès singuliers du Col du Bonhomme. — § 2. Monographie des types étudiés. — § 3. Le poudingue de la Montagne de la Saxe. — § 4. Le poudingue de l'Amône.

§ 1. *Les conglomérats et les grès singuliers du Col du Bonhomme.*

L'Infralias qui est assez développé dans la première zone alpine, s'y rencontre sous divers faciès. Dans le Mont-Blanc, on le trouve à l'extrémité Sud, entre le Col du Bonhomme et le Col des Fours. L'Infralias repose là sur des calcaires dolomitiques de couleur jaunâtre. Il est lui-même représenté par un ensemble de grès et de conglomérats à galets plutôt petits appelés déjà par de Saussure grès singuliers, nom qui d'ailleurs leur a été conservé par M. Ritter qui a fait de cette formation une étude très complète. L'âge infraliasique de ces grès singuliers a été établi par Long et l'abbé Vallet à la suite des fossiles qu'ils y ont rencontrés. Le passage du Trias à l'Infralias se fait par des variétés calcaréo-dolomitiques en bancs peu épais. Au sommet, par contre, ils supportent des schistes noirs. Les bancs des grès singuliers sont eux-mêmes de faible épaisseur, leur couleur est rouge brunâtre. L'étude de cette formation au point de vue pétrographique est intéressante car elle conduit à des résultats importants pour la tectonique ; nous en donnerons sim-

spécimens des couronnes autour des galets comme dans le Houiller ; d'autres fois, le ciment est homogène et les galets sont pour ainsi dire noyés dedans.

Le rapport du ciment avec les galets est d'ailleurs très variable ; tantôt les grains roulés sont directement pressés les uns contre les autres, tantôt ils sont isolés dans le ciment qui forme alors la masse principale.

Dans le ciment, on trouve aussi à l'état sporadique les minéraux accessoires du granit à savoir : le Zircon, l'Hématite et le Sphène ; puis aussi des lamelles de Biotite et de Muscovite.

Les grès à ciment calcaire offrent au point de vue des galets une composition identique, mais le ciment est alors formé par des gros grains de Calcite qui enchassent complètement les arènes quartzeuses ou feldspathiques. Dans certains spécimens le ciment est exclusivement calcaire ou dolomitique, mais il existe aussi des formes de passage avec le type précédent et des variétés qui renferment à la fois du ciment calcaire et du ciment séricitique mais alors toujours par plages distinctes.

§ 2. *Monographie des types étudiés.*

Nous décrirons, à titre de renseignement, quelques coupes de ces grès singuliers qui nous ont été obligeamment communiqués par M. Ritter.

N° 427. R. *Près du Col des Fours.*

Grès compact de couleur foncée.

SLM. C'est un type sériciteux. Les petits galets de Quartz bien arrondis y sont en prédominance.

On n'observe pas de Plagioclase, mais quelques plages argileuses et séricitiques proviennent sans doute de cet élément. Le ciment est séricitique, les lamelles forment des couronnes autour des grains de Quartz en s'orientant perpendiculairement à leur contour. Quelques grains de Sphène et de Magnétite dans le ciment.

N° 428. R. *Entre le Sommet du Nouveau Signal et le Col du Bonhomme.*

SLM. Peu de Galets, seulement quartzeux et mal roulés. Ciment séricitique formant la masse principale. Dans celle-ci quelques produits ocreux, quelques grains de Rutile, puis des débris de Biotite complètement altérée.

N° 440. R. *Entre le Sommet du Bonhomme et le Col de la Croix du Bonhomme.*

SLM. Galets mal roulés, plus rarement feldspathiques, dans ce cas kaolinisés. Les galets sont directement pressés les uns contre les autres, c'est à peine si par-ci

par-là on trouve un peu de Séricite calée dans les interstices laissés vides entre les galets. Un peu de Magnétite, Sphène, Rutile et de Muscovite.

N° 445. R. *Col des Fours.*

Grès quartzeux à ciment calcaire. SLM. les Galets bien arrondis et de petite dimension sont principalement quartzeux et sont moulés par un ciment exclusivement composé de Calcite en grains diversement orientés. Un peu de Magnétite en petits cristaux.

N° 450. R. *Col des Fours.*

Grès avec galets assez gros, grains et cubes de Pyrite.

Les Galets sont ici encore essentiellement quartzeux, certains d'entre eux forment même des plages de Quartz grenu enlevées évidemment à de la granulite. On y trouve aussi quelques lamelles déchiquetées de Muscovite. Le ciment est un peu spécial, formé par des tout petits grains de Quartz réunis à quelques paillettes de Séricite alignées, ce qui communique une structure parallèle. Le ciment est imprégné de beaucoup de Calcite en grains, ou disposé aussi en bandes allongées.

Les descriptions qui précèdent montrent que les matériaux des grès singuliers, comme ceux du Trias ont été empruntés au Massif lui-même, ce qui semble indiquer pour celui-ci un relief accusé pendant l'infralias. Nous verrons tout à l'heure cette manière de voir se confirmer par d'autres observations.

§ 3. *Le Poudingue de la Montagne de la Saxe.*

A la Montagne de la Saxe, on rencontre dans la partie occidentale et près du village de la Saxe, un conglomérat polygénique formé par des galets d'une roche granitique associée à des cailloux de dolomie et de brèche dolomitique. Au-dessous de ce conglomérat se trouve le trias, représenté par des brèches dolomitiques, de la dolomie, et des quartzites blancs. Ce conglomérat supporte lui-même les schistes noirs du lias.

L'analogie des conditions de gisement du poudingue de la Saxe et des conglomérats des grès singuliers du Col des Fours, fait penser à une identité d'âge. Nous considérons donc jusqu'à nouvel avis que ce conglomérat représente l'infralias.

Les cailloux éruptifs de celui-ci ne se distinguent en rien des roches granitiques

du Mont-Blanc. Ce sont tantôt des granits pauvres en Quartz (N° 305) avec quelques lamelles de Mica verdi, de Magnétite, Apatite, Leucoxène, quelques plages d'Oligoclase et d'Orthose et pas de Quartz ; tantôt des granits très dynamométamorphiques avec beaucoup d'Orthose à filonnets d'Albite, de l'Oligoclase acide et du Quartz abondant.

§ 4. *Le Poudingue de l'Amône.*

Favre et Gerlach ont déjà mentionné à la Maya et à l'Amône dans le Val Ferret suisse, l'existence d'un conglomérat plaqué contre les parois rocheuses qui dominent la vallée.

Ce conglomérat n'a pas été vu par Graeff qui cependant en a eu connaissance.

Nous-mêmes[1] l'avons étudié d'une façon toute spéciale, et nous en donnerons une description détaillée.

A l'Amône, ce conglomérat de faible épaisseur est directement plaqué contre les porphyres qui forment l'abrupt de la montagne des Six-Niers. On en trouve de nombreux fragments dans les éboulis, mais en place, on ne l'observe guère qu'en lambeaux près des entrées des anciennes galeries qui servaient à l'exploitation de la Pyrite. On peut cependant voir qu'il supporte là des schistes calcaires pyriteux, ou peut-être aussi des schistes noirs qu'on ne voit pas ici reposer directement dessus, vu la difficulté d'accès ; mais qui existent cependant, car on en trouve des fragments dans les éboulis et ces fragments semblent provenir d'un point situé plus haut dans la paroi inaccessible.

Ce poudingue supporte directement les calcaires pyriteux.

A la Maya, les rapports stratigraphiques de ce poudingue sont plus faciles à étudier dans les ravins creusés dans le revêtement sédimentaire par les torrents qui descendent du glacier du Mont-Dolent. Le poudingue repose ici comme à l'Amône sur les porphyres, mais il est manifestement surmonté par des schistes noirs analogues à ceux trouvés à l'Amône.

Ces schistes noirs sont d'ailleurs très constants sur toute la bordure des porphyres du Val Ferret. Nous montrerons dans un chapitre ultérieur qu'ils appartiennent certainement au Lias inférieur.

Il résulte de cette observation que selon toute vraisemblance, le poudingue de

[1] L. Duparc et F. Pearce. Liste bibliographique. N° 76.

l'Amône représente l'infralias et qu'il faut rattacher cette formation à celle des grès singuliers du Bonhomme et des conglomérats de la Saxe.

Ce poudingue est aussi toujours de faible épaisseur, au maximum 2 à 3 mètres. Il ne se rencontre pas d'une façon continue sur toute la bordure sédimentaire des porphyres du Val Ferret, mais on n'en pourrait pas conclure qu'il manque absolument, car les phénomènes d'étirement fréquent que l'on observe dans cette région peuvent parfaitement en avoir amené la suppression locale.

Le conglomérat renferme en abondance des cailloux de la grosseur d'une noisette à celle de la tête. On y rencontre les roches suivantes:

1. Des *porphyres quartzifères* en abondance exceptionnelle, qui reproduisent tous les divers types microscopiques des porphyres du Val Ferret. On pourrait écrire une véritable monographie de ces derniers sur le matériel fourni par les galets de ce conglomérat.

2. *Des cailloux de granit et de granulite* plus rares, identiques en tout point aux granits et granulites de la partie de massif qui domine le Val Ferret.

3. *Des cailloux calcaires et dolomitiques.*

Quant au ciment (N° 527), il renferme en grande quantité des petits galets de porphyre (microgranulites, micropegmatites, porphyres globulaires, etc.) des grains arrondis de Feldspaths et surtout de Quartz, puis des petites plages granitiques arrondies et entières.

Le tout est réuni par de la Calcite en grains et de la Fluorine. Ce dernier minéral présente quelquefois des jolies sections carrées avec clivages octaédriques. Il est incolore et renferme en inclusions des corps opaques.

La Fluorine a été contrôlée par le dégagement abondant d'acide fluorhydrique. Expérimentée par la méthode de Becke sur de nombreux contacts avec du Quartz, elle a toujours montré un indice inférieur à *np* de celui-ci.

CHAPITRE XIX

Le Lias.

§ 1. Généralités sur le lias. — § 2. Schistes noirs du lias inférieur. — § 3. Schistes du lias supérieur. — § 4. Le Dogger et le Jurassique supérieur. — § 5. Le quaternaire.

§ 1. *Généralités sur le lias.*

Le lias est assez développé dans la bordure sédimentaire du Mont-Blanc. Il forme en grande partie les synclinaux de Chamonix et de Courmayeur. Dans la vallée même de Chamonix, il est enlevé fort souvent par l'érosion et ne se trouve que localement plaqué contre le soubassement cristallin. Mais à partir d'Argentières, il devient plus épais et il est alors largement développé au Col de Balme. Il en est de même au Sud-Ouest et à partir des Houches, le lias constitue dans sa presque totalité le synclinal couché du col de Voza.

Dans l'extrémité Sud-Ouest du Massif, à l'endroit où les roches cristallines s'enfoncent sous les terrains sédimentaires, le lias joue aussi un rôle important.

M. Ritter[1] a montré qu'il y est plusieurs fois replié et y forme les plis qui terminent si curieusement le Massif du Mont-Blanc dans cette région.

Enfin, dans le synclinal même de Courmayeur, le lias joue également un rôle important. Il constitue en grande partie le Mont-Fréty et il se renverse sous le flanc Nord du Mont-Chétif et de la Montagne de la Saxe. A partir du Col Ferret, abstraction faite des schistes lustrés, le lias se rencontre encore dans le Val Ferret suisse plaqué sporadiquement ou d'une manière plus continue contre les parois abruptes formées par les porphyres quartzifères.

Le lias du Mont-Blanc peut être divisé comme suit, en :

1° Lias inférieur calcaire.

2° Lias supérieur schisteux.

Cette division, très nette sur certains points, l'est beaucoup moins sur d'autres où il y a des passages graduels. Elle est bien visible dans l'extrémité Sud-Ouest,

[1] E. Ritter. Liste bibliographique, N° 70.

mais dans le synclinal de Courmayeur elle est déjà plus problématique. Il faut aussi ajouter que les mêmes observations peuvent être faites vis-à-vis des schistes lustrés et qu'il est quelquefois très difficile de les distinguer de certaines variétés du lias.

Le lias inférieur calcaire lui-même peut à son tour se subdiviser en deux horizons. Le premier, développé à l'extrémité S. O. et directement superposé aux grès singuliers, est représenté par des schistes argileux noirs bien lités, qui généralement sont dépourvus de carbonate de chaux. Ce sont probablement les mêmes schistes que l'on rencontre dans le Val Ferret suisse reposant directement sur le poudingue de la Maya.

Le second horizon ou lias calcaire proprement dit, est représenté soit par des couches litées qui se débitent en plaquettes de quelques centimètres, soit par des calcaires plus ou moins spathiques, en bancs épais, toujours accusés dans la topographie. M. Ritter indique que l'on y a trouvé des fossiles sinémuriens.

Le lias supérieur schisteux est représenté par un complexe de schistes noirs fissiles bien lités et souvent pyriteux, qui d'habitude renferment du carbonate de chaux ; mais qui peuvent cependant en être complètement exempts. A ce point de vue, une réaction à l'acide chlorhydrique peut toujours être utile.

Nous avons examiné les caractères pétrographiques des schistes du lias et il est intéressant de les comparer avec ceux des mêmes roches du houiller et du trias.

§ 2. *Schistes noirs du lias inférieur.*

Ce sont de véritables schistes ardoisiers, que l'on pourrait facilement confondre avec les mêmes formations du terrain carbonifère. Ils sont souvent légèrement onctueux au toucher avec des paillettes micacées à la surface.

Sous le microscope, ces roches sont assez uniformes et réellement très semblables aux schistes ardoisiers carbonifères du Mont-Tondu ou de la Montagne de Pormenaz. Elles renferment des petits grains ou des petites plages de Quartz qui gisent dans un ciment argileux et séricitique avec grains microscopiques de Sphène et d'Illménite, puis souvent aussi des matières charbonneuses.

Le type de ces roches est d'ailleurs assez variable.

MONOGRAPHIE DES TYPES ÉTUDIÉS.

N° 386. R. *Montée du Col du Bonhomme.*

Roche noirâtre, fissile, à toucher légèrement onctueux. SLM. Quelques plages de Quartz à contour dentelé, de plus grande dimension que les autres. Puis une multitude de petits grains de Quartz gisant dans un ciment argileux avec nombreuses paillettes de, séricite, beaucoup d'Illménite et de petits grains de Sphène. Cet échantillon est en partie recristallisé. C'est un faciès très analogue à certains schistes houillers.

N° 388. R. *Au Col de la Croix du Bonhomme.*

SLM. Cette roche est assez analogue à la précédente, mais elle ne présente point de plages de Quartz qui sont ici remplacées par des traînées et des débris de Mica noir altéré, en grande partie chloritisé. Quelques grains de Sphène localisés dans le voisinage du Mica, puis quelques plages de Calcite. La masse principale de la roche est formée de petits grains de Quartz, de paillettes de Séricite et de matières argileuses.

Nous traiterons à la suite les schistes du Val Ferret, bien que leur âge ne soit point absolument certain.

N° 14. *La Maya; sur les porphyres.*

Schiste noir semblable aux précédents. SLM. La masse principale de la roche est formée par une pâte de très fines aiguilles de Séricite et de Mica, mélangées à de la matière amorphe, charbonneuse et opaque puis à des très fines aiguilles de Rutile et de Magnétite. De plus on trouve partout disséminés des tout petits galets de Quartz, puis des lamelles de Mica noir, de l'Oligiste, et des grains de Magnétite.

N° 500. *Le Châtelet. Extrémité de la Combe d'Orny.*

SLM. Roche paraissant surchargée de matières opaques et pulvérulentes, sans doute charbonneuses. On y trouve, ça et là des fibrilles serpentineuses (allongement positif), puis du Mica blanc, quelques grains de Quartz, de l'Oligiste, et pas de Calcite.

N° 1. *Le Châtelet. Extrémité du Vallon de Saleinaz.*

SLM. Roche très schisteuse, formée par une multitude de petits grains de Quartz, des débris de Mica blanc et un peu de Calcite.

Matières ocreuses et charbonneuses.

§ 3. *Schistes du Lias Supérieur.*

Les schistes du lias supérieur sont également noirâtres, plus ou moins fissiles. La très grande majorité d'entre eux est en général calcaire et fait fortement effervescence avec les acides ; ils renferment alors quelques grains détritiques de Quartz ou Feldspaths, voire même des lamelles de Mica ; tandis que la Calcite en grains plus ou moins grossiers forme la masse principale de la roche. Elle est associée d'ailleurs à des poussières opaques et des Aiguilles de Rutile. On rencontre cependant parmi les schistes liasiques, certains types où le calcaire fait défaut, ce qui montre que l'attaque à l'acide chlorhydrique n'est pas un critère absolu pour séparer à défaut de fossiles, les schistes du lias de ceux de houiller.

MONOGRAPHIE DES TYPES ÉTUDIÉS.

N° 14. *Entre le Col des Fours et celui de la Croix du Bonhomme.*

Schiste noir, très quartzeux, d'aspect détritique.

SLM. Il est constitué par la réunion d'un grand nombre de petits grains de Quartz flou et de lamelles de Séricite, le tout émaillé d'une série de traînées ocreuses parallèles. Il n'y a pas de Calcite.

N° 280. *Au Sud du Mont-Chétif.*

SLM. Quelques petits galets de Quartz, d'Orthose, et de Plagioclase, puis quelques débris de Muscovite et de Tourmaline polychroïque ; le tout disséminé dans une masse principale formée de grains de Calcite. Toute la roche est criblée d'une poussière opaque disposée en traînées formées par du Fer titané, des nombreuses aiguilles de Rutile, et des matières charbonneuses.

N° 281. *Au Sud du Mont-Chétif.*

Il est très semblable au précédent, le Quartz y est plus rare, les Feldspaths par contre plus fréquents et la Calcite en grains plus gros. La même poussière opaque s'y rencontre avec des caractères identiques.

N° 295. *Au Nord du Mont-Chétif.*

SLM. La roche est formée d'une véritable boue calcaire à élément très fins, dans laquelle on trouve quelques nids de Quartz et de Feldspaths. La poussière opaque est peu abondante.

N° 297. *Même provenance.*

SLM. Type à grain plus grossier, renfermant quelques débris de Quartz et de Tourmaline. Puis quelques gros cristaux de Pyrite, entourés d'une auréole de séricite.

L'élément principal est encore ici la Calcite en grains. Poussière noire abondante avec belles aiguilles de Rutile.

§ 4. *Le Dogger et le Jurassique Supérieur.*

Le Dogger dans le Mont-Blanc est assez peu représenté. On le rencontre dans le synclinal de Voza comme aussi sur quelques points de la bordure sédimentaire de la Vallée de Chamonix. Près d'Argentières, notamment, on trouve la succession suivante :

1. Schistes cristallins.
2. Cargneules.
3. Calcaire siliceux.
4. Calcaires noirs.
5. Schistes noirs liasiques.
6. Ensemble de calcaires et de schistes brunâtres du Dogger.

Dans le Val Ferret suisse, parmi les couches qui flanquent les parois abruptes des porphyres, on rencontre des brèches à échinodermes et des calcaires plus ou moins pyriteux. A l'Amône et à la Maya, ces couches sont fossilifères. Desor, en se basant sur quelques restes d'Échinodermes assez mal conservés les attribue à l'Argovien. Plus récemment, d'après un piquant d'oursin qui lui a été communiqué par M. Græff[1], M. Hug a déterminé : Cédaris Propinqua du Corallien.

D'autre part, antérieurement, Greppin[2], en se basant sur une étude plus complète de la formation sédimentaire de l'Amône a pensé devoir attribuer ces calcaires au Dogger notamment au Bajocien.

Nous partageons plutôt cette manière de voir, car le faciès des couches à Échinodermes de l'Amône rappelle absolument celui du Dogger de nombreuses régions alpines. Nous-mêmes avons trouvé quelques fossiles à l'Amône. Nous avons

[1] Græff. Liste bibliographique. N° 41.
[2] Greppin. » » N° 42.

consulté à leur égard M. Rollier qui n'a pas hésité à les attribuer au Dogger même inférieur.

De toute manière une étude stratigraphique et paléontologique minutieuse des couches sédimentaires du Val Ferret serait fort désirable, et la variété de succession que l'on observe dans les profils parallèles que nous avons dressés en divers points du Val Ferret, montre qu'il y a sans doute dans cette région des dislocations plus importantes qu'on ne le soupçonne.

Quant au Jurassique supérieur il est plus ou moins problématique. Il serait représenté peut-être par les calcaires gris compacts du Mont-Chemin, comme aussi par les calcaires bleuâtres du Pas de la Faux et de la Dent.

§ 5. *Le Quaternaire.*

Le Quaternaire existe sous trois formes dans le Massif du Mont-Blanc.

1. Le Glaciaire.
2. Les Alluvions.
3. Les Éboulis.

Le Glaciaire est très développé sur les flancs du massif soit dans la vallée de Chamonix soit dans celle de Courmayeur et partout où les pentes ne sont point trop abruptes, le sol est couvert d'une épaisse couche de débris morainiques. Le glaciaire est d'ailleurs en pleine formation dans le Mont-Blanc et plusieurs grands glaciers charrient d'énormes moraines.

Il faut tout particulièrement citer à cet égard le glacier de Miage dont la moraine a barré le Val Véni en donnant naissance au petit lac Combal. Les petits glaciers même du Massif charrient aussi des moraines importantes, témoin le Glacier des Pèlerins et plusieurs de ceux qui descendent du flanc nord des Grandes Aiguilles.

Quant aux alluvions, on les rencontre principalement dans les deux grandes vallées de Chamonix et de Courmayeur, elles s'y enchevêtrent parfois étroitement avec les débris glaciaires.

Les éboulis enfin sont fréquents aux pieds des parois abruptes, notamment sur les bords du Massif; ils forment parfois d'immenses pierriers où l'on trouve en abondance les divers types de protogine.

SIXIÈME PARTIE

TECTONIQUE DU MASSIF DU MONT-BLANC

CHAPITRE XX

TECTONIQUE

§ 1. Existence de plusieurs ridements successifs. — § 2. Preuves d'un mouvement anté-houiller. — § 3. Age possible de ce ridement. — § 4. Conséquences du ridement calédonien. — § 5. Le ridement hercynien.

§ 1. *Existence de plusieurs ridements successifs.*

L'un des résultats les plus intéressants qui se dégage des recherches poursuivies durant ces dix dernières années sur les Alpes, est sans contredit la démonstration du fait que la grande chaîne, ou tout au moins certaines parties de celle-ci, ne sont point le résultat d'un seul effort orogénique, mais au contraire d'une série de mouvements qui se sont échelonnés sur un long espace de temps, et qui ont présenté des maximums caractéristiques.

Dans la première zone alpine tout particulièrement, ces mouvements successifs sont des plus manifestes et toute étude tectonique d'une partie quelconque de celle-ci ne saurait être complète sans les faire intervenir. La zone du Mont-Blanc a vu en effet se superposer trois ridements successifs, qui ont amené chacun un changement dans la configuration du sol. Le premier de ces ridements est anté-houiller, le second anté-triasique, le troisième, le plus importants, est le ridement alpin proprement dit.

§ 2. *Preuves d'un mouvement anté-houiller.*

L'existence d'un ridement précarbonifère se dégage de la connaissance de deux faits qui sont : la position du terrain houiller vis-à-vis des assises plus anciennes; puis la composition pétrographique des formations carbonifères.

Favre et Lory ont déjà depuis longtemps signalé le fait que le houiller, dans la première zone alpine est fréquemment discordant sur les schistes cristallins.

Depuis lors, l'exactitude de ces observations a été confirmée par les travaux plus récents de MM. Kilian, Termier, Renevier, Golliez et Ritter. Cette discordance n'est point un phénomène purement local et accidentel et bien que dans la majorité des cas elle soit masquée par suite du ridement alpin qui souvent replisse en concordance apparente toute la série des formations sédimentaires avec le cristallin, elle peut cependant s'observer sur plusieurs points dans les chaînes cristallines voisines du Mont-Blanc. En allant du Nord vers le Sud, la première discordance est celle de la Dent de Morcles. MM. Golliez et Renevier [1], dans le profil qu'ils donnent de celle-ci, montrent l'existence d'un synclinal houiller, manifestement discordant sur les schistes verts et les schistes micacés cristallins.

La seconde discordance est celle classique de la Montagne de Pormenaz décrite par M. Michel Lévy [2].

Du Signal de la Pointe Noire de Pormenaz par exemple, on voit les couches litées des conglomérats et des grès houillers onduler sur les couches redressées des schistes verts sous-jacents ; tandis que par contre sur le flanc Sud des Aiguilles-Rouges, le même carbonifère est pincé en concordance apparente avec les schistes cristallins. Enfin, plusieurs discordances analogues ont été signalées par M. Ritter [3] dans la Montagne d'Outray, sur la route de Hauteluce, puis à Flumet et tout spécialement sur la route de Flumet à Ugines.

La composition pétrographique des assises carbonifères apporte un argument plus démonstratif encore que les discordances observées pour affirmer l'existence d'un mouvement anté-houiller.

[1] Renevier et Golliez. Livret-guide du Congrès géologique international de Zurich.
[2] Michel-Lévy. Liste bibliographique. N°s 37 et et 34.
[3] E. Ritter. id. N° 70.
[4] L. Duparc et Ritter. Liste bibliographique, N° 48.

En effet, l'un de nous[1], dans un travail précédent, a montré que les conglomérats du houiller renferment presque exclusivement des galets de roches cristallines et éruptives, identiques à celles qui se rencontrent dans les anticlinaux cristallins entre lesquels s'intercale le carbonifère.

Ce simple fait exige évidemment l'existence d'un relief accentué anté-houiller dont la dénudation a fourni les matériaux détritiques du terrain carbonifère.

Dans le Mont-Blanc lui-même, le carbonifère il est vrai, n'est pas discordant, mais au contraire pincé en concordance apparente avec le cristallin. D'autre part, ce sont principalement les faciès gréseux et schisteux qu'on y rencontre, tandis que les conglomérats manquent d'habitude.

Mais ces faits n'infirment en rien ce qui a été dit et l'histoire du Mont-Blanc ne saurait être séparée de celle de la première zone alpine dans son ensemble. Nous avons vu en effet que tandis qu'à Pormenaz le carbonifère est discordant, il devient concordant dans les parties centrales des Aiguilles-Rouges, ce qui cependant n'enlève rien de son importance à la discordance indiquée.

Il faut en outre remarquer que vu l'intensité de la dénudation, le houiller n'est conservé que sur un petit nombre de points dans le Massif du Mont-Blanc, et que d'autre part l'énorme compression qu'il y a subie rend bien peu probable la rencontre d'une discordance appréciable.

C'est aussi ce que nous enseigne l'étude de l'extrémité Sud-Ouest du Mont-Blanc où le refoulement alpin a été si énergique qu'il a plissé en alternance avec les roches cristallines les formations sédimentaires post-triasiques, manifestement discordantes sur d'autres points avec celles-ci.

Enfin les grès houillers de Trélatête et du Mont-Jovet présentent les mêmes caractères pétrographiques que ceux des Aiguilles-Rouges, et si l'on tient compte enfin du fait que la Protogine bien que rare existe dans les conglomérats houillers (Les Ajoux), il paraît alors évident que de même que l'arc cristallin externe qui comprend les Aiguilles-Rouges, le Mont-Blanc était lui aussi en partie émergé à l'époque de la formation du houiller et formait déjà une série d'anticlinaux et de synclinaux.

C'est dans ces derniers que se déposaient les formations carbonifères, et ce n'est donc pas un seul mais plusieurs anticlinaux anté-houillers émergés que formait le Massif du Mont-Blanc à cette époque.

§ 3. *Age possible du ridement anté-houiller.*

Il nous reste maintenant à préciser l'âge de ce mouvement anté-houiller, ce qui exige la connaissance de l'âge des roches cristallines qui ont participé à celui-ci. Dans les Aiguilles-Rouges, l'existence de deux zones de roches cristallines d'âge différent paraît actuellement démontrée, c'est celle des schistes micacés francs qui sont le terme le plus ancien, puis celle des schistes chloriteux et cornés, qui leur sont nettement supérieurs.

A ces deux zones, M. Ritter a récemment ajouté une troisième zone de schistes métamorphiques développés dans les environs de Flumet, mais qui manque dans la chaîne des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc. Dans ce dernier massif, bien que certains types pétrographiques rappellent les micaschistes francs des Aiguilles-Rouges, l'ensemble du complexe cristallin paraît cependant appartenir à un niveau supérieur, et malgré l'intensité des phénomènes d'injection nous avons vu que bien souvent le microscope révèle une origine primitivement détritique des schistes cristallins.

Nous avons signalé d'autre part l'inhomogénéité remarquable de cette formation cristalline, et la réapparition fréquente de types réellement encore fort détritiques.

Rien d'ailleurs n'autorise, comme le fait remarquer M. Michel Lévy, à supposer un retour synclinal des couches cristallines des Aiguilles-Rouges sous le flanc occidental du Mont-Blanc et l'existence dans le Massif de Trient de pyroxénites et d'amphibolites identiques à celles du Lac Cornu, n'est pas un argument suffisant à l'appui de cette manière de voir. Il en résulte que nous ne sommes pas fixés sur l'âge absolu des schistes cristallins du flanc occidental du Mont-Blanc, pas plus que sur leur âge relatif par rapport aux deux zones cristallines des Aiguilles-Rouges.

Faut-il considérer les schistes cornés comme le niveau le plus élevé de la série? Celà est probable, mais point certain.

Cependant, dans le soubassement de la Dent de Morcles, M. Golliez a trouvé intercalé dans les cornes vertes un poudingue fort ancien, renfermant des cailloux de granulite et de quartzite. Nous n'avons, il est vrai, jamais constaté de formation semblable dans le Mont-Blanc et les Aiguilles-Rouges; mais comme nous l'avons dit, l'histoire de ces deux chaînes ne pouvant être séparée, on peut appliquer, par analogie au Mont-Blanc, les observations faites à la Dent de Morcles, prolongation naturelle des Aiguilles-Rouges de l'autre côté de la vallée du Rhône.

Or, les schistes cornés du Mont-Blanc ressemblent énormément aux formations analogues du Plateau Central français que l'on attribue sans conteste au précambrien.

Si donc l'on assimile les cornes vertes du Mont-Blanc aux cornes précambriennes du Plateau Central, le premier ridement paléozoïque des schistes serait postérieur au précambrien et appartiendrait au mouvement calédonien qui plissa les chaînes de l'Ecosse, etc.

Le terrain silurien en partie et le terrain dévonien ne se seraient donc point déposés et n'auraient pas d'équivalent dans le Massif du Mont-Blanc si l'assimilation que nous avons faite est exacte. Il est de fait que dans les conglomérats du houiller, on ne trouve pas de roche calcaire ou autre, différente de celles qui sont aujourd'hui en place dans le Mont-Blanc ou dans les Aiguilles-Rouges, de sorte que ou bien les schistes cornés et les schistes plus ou moins détritiques sont précambriens, et le silurien et le dévonien manquent, ou bien les schistes cornés sont plus jeunes et représentent en tout ou en partie l'un de ces derniers terrains. Les deux hypothèses ne changent rien d'ailleurs à l'âge réellement calédonien du ridement.

§ 5. *Conséquences du ridement calédonien.*

C'est donc le ridement calédonien qui plissa une première fois les roches cristallines en anticlinaux et synclinaux et c'est de cette époque que date l'intrusion de la protogine.

Celle-ci, en effet, ne métamorphose pas le houiller dans lequel par contre elle se rencontre en galets ; en revanche elle injecte et disloque les micaschistes et les schistes plus ou moins détritiques du Mont-Blanc, c'est-à-dire la série archéenne et ses horizons supérieurs jusqu'au précambrien y compris.

C'est donc dans les anticlinaux de ce ridement primitif que la protogine est montée, en produisant les phénomènes d'injection et de métamorphisme dont nous avons parlé, et en résorbant en partie les roches cristallines avec lesquelles elle a été en contact.

C'est aussi de cette époque que datent la formation des faciès endomorphes de la protogine, les variétés gneissiques, ainsi que les bancs schisteux incomplètement résorbés qui jalonnent à notre avis la trace des anciens synclinaux, tandis que les variétés granitoïdes montrent par contre l'axe des anticlinaux primitifs.

Il est bien évident d'ailleurs que l'orientation de ces derniers a pu changer à la suite du plissement alpin qui a fortement comprimé et laminé tout le complexe ; mais en tout cas, les alternances des faciès pétrographiques observés dans le massif de protogine, doivent être interprétés comme dépendant de ce premier ridement qui a mis en contact les roches cristallines avec le magma granitique profond, et y a produit à cette époque les transformations que nous avons étudiées précédemment.

Dans une note antérieure, l'un de nous, en collaboration avec M. J. Vallot[1], a déjà insisté sur ce phénomène et montré que le Mont-Blanc pouvait être *in globo* considéré comme un vaste synclinal injecté avec plissements secondaires, compris entre deux anticlinaux primitifs qui s'alignent sur les deux barres granitiques qui forment les grandes Aiguilles sur le flanc Nord et la ligne des sommets qui dominent le Val Ferret sur le flanc Sud. Depuis lors, M. J. Vallot[2] a poursuivi ses recherches dans ce domaine et croit pouvoir affirmer l'existence de 8 bandes anticlinales séparées les unes des autres par autant de bandes synclinales ; les premières représentées par de la protogine à faciès granitoïde, les secondes par de la protogine à faciès gneissique avec schistes et variétés injectées. Ces bandes sont d'après lui les suivantes :

Premier anticlinal. — Aiguille des Grands-Montets, au-dessous du glacier des Grands-Montets, en aval des Échelets, à l'Angle, à la crête des Charmoz et au Plan de l'Aiguille, où il vient se perdre.

Premier synclinal. — Au-dessous du glacier des Grands-Montets, aux Echelets, en amont de l'Angle, à la Crête des Charmoz et au-dessus du Plan d'Aiguille.

Deuxième anticlinal. — Aiguille du Dru sommet et base, bord de la Mer de Glace, Petit-Charmoz, base des Aiguilles de Blaitière et du Plan.

Deuxième synclinal (à peu près résorbé). — Ruisseau de la Charpoua, lambeaux dans le Grand-Charmoz, la fente de Trélaporte, le sommet de l'Aiguille de Blaitière et les contreforts de l'Aiguille du Plan.

Troisième anticlinal. — Parois sud de l'Aiguille Verte, Rognon de la Chapoua, bord de la Mer de Glace, tête de Trélaporte, parois sud-est des Aiguilles de Greppon et de Blaitière, Aiguilles du Plan et du Midi.

Quatrième anticlinal. — Les Droites, le Couvercle, rocher au nord du Mont-Blanc du Tacul, Aiguille de Saussure.

[1] L. Duparc et J. Vallot, liste bibliographique, N° 63.
[2] J. Vallot, liste bibliographique, N° 74.

Quatrième synclinal. — Les Courtes, le Jardin, les Égralets, base du Tacul, le Gros-Rognon, base du Nord et sommet du Mont-Blanc du Tacul.

Cinquième anticlinal. — Les Courtes, Pierre-à-Béranger, pentes du Pic du Tacul, Mont-Blanc du Tacul, Mont-Maudit, Mur de la Côte, rochers Rouges, rochers du Mont-Blanc.

Les aiguilles de Triolet et de Talèfre n'ayant pas encore été visitées, les couches suivantes ne sont connues qu'à partir du glacier de Léchaux.

Cinquième synclinal. — Pic du Tacul, base de la Noire, arête du Mont-Maudit, Petits-Mulets, Mont-Blanc de Courmayeur, rochers de la Tournette.

Sixième anticlinal. — Les Périades, la Noire, la Tour-Ronde, Mont-du-Brouillard.

Sixième synclinal. — Arête au-dessus de la Noire, arête de la Tour-Ronde.

Septième anticlinal. — Aiguille du Géant, les Flambeaux, l'Innominata.

Septième synclinal. — Aiguilles-Marbrées, Cabane du Géant.

Huitième anticlinal. — Grandes-Jorasses, Cabane du Géant.

Huitième synclinal. — Grandes-Jorasses, Montée du Col-du-Géant, arête de la Brenva, Aiguille Noire de Peuteret.

Malheureusement, si l'on cherche à raccorder ces différentes bandes dans la région située plus au Nord-Est, on se heurte à de grandes difficultés, et bien que là les alternances signalées se retrouvent avec les mêmes caractères, le raccord immédiat n'est pas toujours possible, ou le serait dans des conditions qui nous paraissent trop hypothétiques. Nous pensons donc que dans l'état actuel de la question, il faut se garder de généraliser trop rapidement, et attendre qu'une étude complète des régions les plus élevées du Massif nous renseigne d'une façon plus détaillée sur la manière dont les zones établies par M. Vallot se prolongent vers le Nord-Est.

Nous voyons par l'exposé qui précède qu'il serait téméraire d'assigner au Mont-Blanc comme aux chaînes de la première zone alpine un relief négligeable aux temps paléozoïques. La région qui nous occupe a bien au contraire formé à cette époque une terre ferme importante et tout porte à croire que les matériaux du houiller empruntés à cette terre se sont déposés dans des cuvettes lacustres qui occupaient sans doute les synclinaux de ce premier ridement.

Il reste encore pour terminer à dire un mot de l'origine des aplites filoniennes qui traversent la protogine. Celles-ci nous l'avons vu sont nettement plus jeunes que le granit qu'elles percent et dont elles englobent des fragments.

D'autre part ces mêmes roches existent en galets dans le houiller ; elles sont donc anté-carbonifères et leur venue doit être liée à un événement tectonique qui, à cette époque déjà, fractura le Massif du Mont-Blanc.

Ces fractures jouent comme nous l'avons vu un rôle important sur le versant qui regarde le Val Ferret, leur multiplicité est telle qu'il serait impossible de représenter même sur une carte à grande échelle les innombrables filons d'aplite qui les remplissent.

§ 6. *Le ridement hercynien.*

L'existence d'un mouvement anté-houiller a été établie par la discordance du carbonifère sur le cristallin. Celle d'un mouvement anté-triasique est à son tour mise en évidence par la discordance du trias non seulement sur le cristallin mais encore sur le houiller lui-même.

En effet, tandis que le trias est concordant avec toute la série sédimentaire supérieure, il est d'habitude discordant sur le houiller. Il faut toutefois faire les mêmes réserves que pour ce dernier terrain, car en de nombreux endroits le trias est pincé en synclinaux aigus avec le houiller dans les schistes cristallins et paraît absolument concordant.

La plupart des points qui servent à montrer la discordance houillère servent également à montrer celle du trias. Sous la Dent de Morcles, par exemple, les profils de MM. Golliez et Renevier montrent le trias concordant avec toute la série sédimentaire supérieure, reposant en discordance sur les couches redressées du carbonifère.

A la Montagne de Pormenaz, le trias, il est vrai, est concordant avec le houiller mais par contre, sur la route de Flumet à Mégève, la discordance est superbe, et l'on voit les couches presque horizontales des quartzites triasiques reposer alternativement sur les couches redressées du houiller et du cristallin, tandis que les couches houillères elles-mêmes montrent une discordance angulaire manifeste avec les schistes cristallins.

Dans le Mont-Blanc, la rareté des affleurements houillers et surtout le fait que là où on les rencontre le trias est souvent enlevé par érosion rend la constatation d'une discordance bien difficile. Elle existe cependant dans l'extrémité Nord-Est du Massif et le profil du Catogne donné par M. Schardt est démonstratif à cet égard. Puis nous avons vu également que les quartzites triasiques renferment du

matériel détritique analogue à celui du houiller et emprunté évidemment au continent post-carbonifère.

Il y a donc eu dans le Mont-Blanc comme dans d'autres régions de la première zone alpine un mouvement anté-triasique qui plissa le carbonifère en synclinaux dans les schistes cristallins. L'époque exacte de ce mouvement est assez précise. D'après M. Zeiller en effet, la flore du carbonifère de Moède, représente un niveau assez bas du stéphanien, le mouvement date donc de l'époque du carbonifère supérieur et a commencé un peu après les débuts de cette époque.

Il a été certainement fort lent, comme l'atteste l'existence de grès houillers en galets dans le conglomérat de Vallorsine.

En tout cas, l'âge de ce deuxième ridement est certainement contemporain de celui du mouvement qui plissa les chaînes hercyniennes et qui dans certaines localités s'est continué jusqu'au trias inclusivement.

Quant à l'orientation de ce ridement hercynien, elle paraît souvent différente de celle du ridement alpin auquel les chaînes actuelles doivent leur configuration. C'est ce qui semble ressortir par exemple de l'examen de l'orientation des synclinaux carbonifères des Aiguilles-Rouges qui, dans les parties centrales, paraissent avoir une direction nettement Nord-Sud.

Pour le Massif du Mont-Blanc, il n'est guère possible d'être affirmatif, car dans l'extrémité Sud-Ouest les rares synclinaux carbonifères paraissent avoir l'orientation alpine.

On ne saurait quitter le ridement hercynien sans dire un mot des porphyres quartzifères du Val Ferret. Comme nous l'avons déjà dit, on est nullement fixé sur leur âge. Ils ne se rencontrent pas à l'état de galets dans le houiller et nous avons jadis déjà insisté sur l'importance de ce fait.

En revanche, ils constituent principalement le matériel détritique du conglomérat de l'Amône, on a donc comme limites extrêmes la base du stéphanien et l'infralias (si notre assimilation du Poudingue de l'Amône est exacte).

La venue de ces porphyres doit d'ailleurs coïncider comme celle des granulites, avec un phénomène tectonique ayant eu des fractures comme conséquence et il ne paraît pas improbable d'attribuer cet événement au mouvement hercynien lui-même.

Dans cette hypothèse, les porphyres quartzifères du Val Ferret dateraient de la fin du carbonifère ou du permien et leur âge serait conforme à celui de bon nombre de roches éruptives alpines de même nature.

FIG. 27.

L'Aiguille du Glacier et le Col de la Seigne vus du col des Fours. Structure isoclinale des couches cristallines sur lesquelles s'appuye le sédimentaire.

Cliché de C. Rüst.

FIG. 28.

Les Pyramides calcaires vues du Col de la Seigne. L'anticlinal des Pyramides calcaires et le synclinal écrasé de Courmayeur. Dans le col qui occupe le cœur de l'anticlinal affleurent des schistes verts (permiens ?).

Cliché de C. Rüst.

CHAPITRE XXI

TECTONIQUE (suite).

§ 1. Le Massif du Mont-Blanc après le ridement hercynien. — § 2. Structure isoclinale. — § 3. Le synclinal de Chamonix. — § 4. Le synclinal de Courmayeur. — § 5. Les plis de la région Sud-Ouest du Mont-Blanc. — § 6. Résumé général de la tectonique.

§ 1. *Le Massif du Mont-Blanc après le ridement hercynien.*

L'étude pétrographique que nous avons faite du trias et de l'infralias nous a montré clairement que le ridement hercynien n'a pas été suivi d'un affaissement en bloc du Massif du Mont-Blanc. Le trias est essentiellement lagunaire ; quant à l'infralias, nous avons démontré que les matériaux qui le constituent étaient aussi bien au Col du Bonhomme que sous les parois de l'Amône empruntés au Mont-Blanc lui-même. Il en résulte que pendant la période infraliasique une partie de ce massif était encore émergée et formait évidemment une côte. A partir du lias la région qui nous occupe s'enfonce et les formations sédimentaires s'y succèdent d'une façon régulière et continue. Toutefois l'absence dans le Mont-Blanc de tout terrain crétacé ou tertiaire, pourrait laisser supposer une lacune dans la continuité des dépôts, mais la connaissance des plis couchés situés à l'Ouest du Mont-Blanc et étudiés magistralement par M. Ritter, permet à notre avis d'éliminer cette supposition et de penser que les terrains plus récents que le Jurassique ont été en partie érodés, en partie charriés par les plis énormes qui paraissent s'être produits dans cette région.

Il en résulte que le dernier plissement ayant affecté notre massif, celui auquel il doit sa topographie actuelle, est bien le ridement alpin.

§ 2. *Structure isoclinale.*

Le Mont-Blanc a toujours été considéré dans son ensemble comme le type d'un anticlinal en éventail. Cette manière de voir s'appuyait sur les profils qu'en a donné Favre, ainsi que d'autres observateurs. Cette disposition en éventail est cependant toute locale et ne se présente que dans la région centrale ; nous allons tout

d'abord démontrer que les plis qui forment le Mont-Blanc participent à la loi générale qui régit les plis de l'aile occidentale de l'éventail composé alpin, c'est-à-dire qu'ils sont déjetés vers le Nord-Ouest. Pour ceci, nous examinerons successivement une série de profils transversaux en commençant par l'extrémité Sud-Ouest du Massif.

M. E. Ritter[1] a démontré que dans cette région l'extrémité de l'amygdale cristalline, au moment où elle disparaît sous les terrains sédimentaires, se terminait en dents de scie et laissait voir une série d'anticlinaux cristallins distincts, séparés par des synclinaux de roches mésozoïques plissées intimément avec les roches cristallines. Le même auteur a démontré que ces anticlinaux cristallins disparaissent plus ou moins rapidement comme tels, mais se continuent vers le Sud par des anticlinaux qui n'affectent que les couches sédimentaires.

Examinons tout d'abord un premier profil[2] passant par l'Aiguille de Roselette, la chaîne des Bancs, le Nouveau Signal et la Pointe des Fours. On y voit nettement les schistes cristallins plissés plusieurs fois avec les couches triasiques et liasiques, le tout formant une série de plis plus ou moins serrés, d'allure isoclinale, tous déjetés vers le Nord-Ouest.

Les couches cristallines, comme les couches sédimentaires, plongent en effet régulièrement vers le Sud-Est, et un profil qui serait levé plus au Sud montrerait une disposition analogue, avec toutefois la disparition du cristallin dans les anticlinaux.

Un second profil pris plus au Nord et passant par le Mont-Jovet et le Mont-Tondu montre les couches du lias qui prolonge le synclinal de Courmayeur, s'appuyant sur les micaschistes. Les unes comme les autres plongent régulièrement vers le Sud-Est, et ce plongement reste constant d'un bout à l'autre du profil. Les couches sédimentaires pincées dans les synclinaux aigus du Mont-Tondu, du Mont-Jovet et de Nant Borrant ont exactement le même plongement ; le profil est en grande partie compris dans les roches cristallines et la structure est là encore isoclinale.

Une troisième coupe allant de Bionassey au Mont-Chétif par le sommet et l'arête du Brouillard est également très semblable.

Les couches calcaires du synclinal de Chamonix sont inclinées vers le Sud-Est et s'appuyent aussi contre les schistes cristallins qui affleurent d'une façon continue

[1] E. Ritter, loc. cit.
[2] Voir les deux planches de profils N°s 23 et 24.

FIG. 29.

L'Aiguille du Géant, le Mont Rochefort, les Grandes Jorasses vus de la montagne de la Saxe.
Structure en éventail; le lias plonge nettement sous la protogine.

Cliché de L. Duparc et L. Mrazec.

FIG. 30.

Le Col du Géant et le Mont Fréty. Même disposition du Lias.

Cliché de L. Duparc et L. Mrazec.

Sud-Est des couches liasiques et des porphyres du Châtelet y est absolument manifeste.

Enfin les profils levés dans l'extrémité du Massif, soit au Catogne, soit au Mont Chemin par M. Schardt, montrent exactement la même chose; les couches sédimentaires ici comme d'ailleurs dans l'extrémité Sud-Ouest sont moins fortement inclinées vers le Sud-Est.

On doit donc voir par ce qui précède que la disposition en éventail est bien réellement locale et que sur les deux versants de la chaîne le plongement se fait régulièrement vers le Sud-Est. La structure du Mont-Blanc est donc isoclinale, ceci nous mène nécessairement à la conclusion que ce dernier ne doit point être considéré comme un accident survenu dans l'aile occidentale de l'éventail composé alpin, il obéit aux mêmes lois générales relatives au sens du déjettement des plis et présente comme nous le verrons une région où les plissements ont été particulièrement intenses.

En effet, le Mont-Blanc ne saurait être envisagé comme un grand anticlinal délimité par les deux synclinaux de Chamonix et de Courmayeur. Cet anticlinal se décompose en une série de synclinaux et d'anticlinaux très comprimés que l'on ne retrouve naturellement plus dans les régions centrales du massif où l'érosion les a détruits depuis longtemps, mais qu'il faut aller rechercher dans l'extrémité Sud-Ouest de celui-ci, à l'endroit où l'amygdale cristalline plonge brusquement sous les terrains sédimentaires. Nous allons donc examiner successivement la façon dont se comportent les synclinaux de Chamonix et de Courmayeur, puis nous étudierons ensuite les plis de la partie Sud-Ouest et leur prolongement dans les parties plus centrales du Massif.

§ 3. *Le synclinal de Chamonix.*

Dans la vallée de Chamonix, entre les villages des Houches et d'Argentières, le synclinal de Chamonix, fortement érodé et réduit à quelques lambeaux, est recouvert par les dépôts glaciaires et les alluvions. On en retrouve cependant des traces sous forme de quelques plaquages de trias et de lias, que l'on voit en plusieurs points contre les flancs du Mont-Blanc ou des Aiguilles-Rouges.

Le synclinal, à en juger par les plongements des couches sédimentaires, est déjeté, mais faiblement vers le Nord. A partir des Houches, le synclinal s'élargit considérablement et remonte jusqu'au Col de Voza ; il constitue la Montagne de

Vorassey, l'Aiguille de Tricot, le Mont-Lachat, etc.; sa largeur maxima est réalisée à peu près sur la ligne qui va du Mont-Lachat au Col de Voza. Les couches plongent plus faiblement vers le Sud-Est que celles de la vallée même de Chamonix, le synclinal est donc plus fortement déjeté vers le Nord-Ouest. Sous le flanc même du Mont-Blanc, il est localement bordé de trias d'une faible épaisseur, mais se développe principalement dans le Lias et le Dogger qui en occupe le centre. Il y a sans doute une série continue des termes du jurassique inférieur que nous n'avons toutefois point déterminés.

Le synclinal de Chamonix disparaît dans le voisinage de Contamines, car entre les villages des Granges et d'Armancette il est masqué par les dépôts glaciaires. Toutefois, à quelques centaines de mètres plus loin, on en retrouve des vestiges en remontant un peu le torrent qui descend du Glacier de la Frasse à Cognin. Puis à partir de là, le synclinal coupe obliquement la vallée jusqu'à Notre Dame de la Gorge, mais l'érosion l'a réduit à quelques rares lambeaux.

La continuation du synclinal de Chamonix vers le Sud a été poursuivie par M. Ritter qui a démontré qu'on le retrouve au passage du Col Joli, de là il se poursuit sous les flancs du Mont-Roselette, dans le vallon de la Giette, traverse le Col des Frêtes de Roselend et se joint au synclinal de Courmayeur dans le vallon de Roselend, où d'ailleurs il est fortement comprimé et réduit.

Si maintenant on cherche le prolongement du même synclinal vers le Nord-Est, on trouve à partir d'Argentières un phénomène analogue à celui que nous avons indiqué aux Houches.

Près d'Argentières déjà, dans le voisinage du glacier, on voit sur une certaine épaisseur les couches du lias et du trias plaquées contre les schistes cristallins et plongeant vers le Sud-Est. Au Col de Balme même, le synclinal s'ouvre largement ainsi qu'au Col de Voza.

Au contact avec les schistes cristallins il est jalonné d'une façon presque continue par une mince bande de trias qui ne se retrouve plus sur le flanc normal où sans doute il a été étiré. Le synclinal lui-même est constitué presque exclusivement par les dépôts du lias. Au centre, une mince bande de Dogger paraît cependant affleurer localement.

Là encore, le synclinal comme au Col de Voza paraît plus fortement déjeté vers le Nord.

A partir de Trient où il est localement interrompu et recouvert par le glaciaire

et les alluvions, le synclinal se resserre considérablement entre l'Arpille et l'extrémité Nord-Est du Massif, puis se redresse sensiblement.

Sous les Prélayes il est excessivement réduit ainsi qu'au Col de la Forclaz. Sur le flanc renversé, le trias apparaît d'une façon tout à fait sporadique.

Puis près du hameau des Sergneux il se rélargit, mais faiblement, et se poursuit jusqu'à Martigny ; il est d'ailleurs en partie érodé et recouvert par le glaciaire ou les alluvions.

A partir de la Bâtiaz, toute trace du synclinal de Chamonix disparaît, mais il est probable qu'il faut le continuer le long de la vallée du Rhône comme semblerait l'indiquer quelques tout petits lambeaux de trias plaqués contre le cristallin au flanc nord de l'extrémité du Mont-Chemin près de la localité dite la Giette.

On voit donc que le synclinal de Chamonix se poursuit d'un bout à l'autre de l'amygdale cristalline du Mont-Blanc ; il est tantôt large, tantôt resserré et paraît, vu l'absence du trias sur le flanc inférieur, présenter un étirement continu. Il est toujours déjeté vers le Nord-Ouest, mais le déjettement du pli varie dans les différentes régions de ce synclinal, il est fortement renversé dans l'extrémité Sud-Ouest à partir du Col de Voza.

§ 4. *Le synclinal de Courmayeur.*

Celui-ci acquiert son plus grand développement dans la région située entre le Mont-Blanc et le Mont-Chétif, au seul endroit où la structure en éventail soit bien manifeste.

A la descente du Mont Fréty, le lias plonge vers le Nord-Ouest contre le flanc cristallin du Mont-Blanc, puis le retour du synclinal se fait sous le flanc Nord-Ouest du Mont-Chétif et de la Montagne de la Saxe, où le lias se renverse sous le noyau éruptif et cristallin de ces deux montagnes, avec étirement local du trias. Au Mont Fréty même, le trias manque et les schistes et calcaires liasiques s'appuyent directement sur des roches détritiques que nous avons rapportées au houiller.

Le synclinal de Courmayeur se poursuit vers le Sud-Est jusqu'à l'extrémité du glacier de Miage, de là il disparaît sur plusieurs kilomètres sous les alluvions de ce glacier. Puis il prend en écharpe la vallée et réapparaît plus loin à la base du Glacier de l'Allée Blanche.

De là, fortement comprimé et réduit, il passe sous le flanc Nord des Pyramides

calcaires et traverse le Col de la Seigne en formant entre celui-ci et la cîme des Fours les immenses dalles calcaires qui sont plaquées sur le cristallin du flanc Sud-Est du Mont-Tondu et de l'Enclave. Nous n'avons pas poussé plus loin la continuation de ce synclinal, mais ce travail a été fait récemment par M. Ritter qui a démontré que ce synclinal se complique d'un premier anticlinal de lias inférieur calcaire qui prend naissance dans le vallon de Combe Noire et qui disparaît au Sud de l'arête du Mont des Acrais, tandis que le synclinal lui-même se continue par le Vallon de Roselend qui est donc le point de resserrement et de convergence de tous les plis de l'extrémité Sud-Ouest du Mont-Blanc. M. Ritter a d'ailleurs suivi les synclinaux de Courmayeur et de Chamonix au delà du Vallon de Roselend et montré qu'on les voit se continuer jusqu'à la vallée de l'Isère, séparés par un anticlinal qui a son amorce dans le cristallin de l'extrémité Sud-Ouest du Mont-Blanc et qui forme plus au Sud le fameux anticlinal de Petit-Cœur. A partir de la vallée de l'Isère, les deux synclinaux cessent d'être distincts et forment un synclinal unique, celui du Col de la Madeleine.

Depuis Courmayeur, le synclinal ne cesse d'être renversé vers le Nord, ce renversement s'accentue en allant vers le Sud.

Dans la partie pétrographique, nous avons déjà vu que le Mont-Chétif, ainsi que la Montagne de la Saxe ne sauraient être séparés du Mont-Blanc. Ces deux montagnes forment donc à l'Est du synclinal de Courmayeur une ligne anticlinale qui délimite le contact de la zone du Mont-Blanc avec celle du Briançonnais. Le noyau de cet anticlinal est comme nous l'avons montré, formé par une roche granitique associée à des roches cristallines et porphyriques plus ou moins fortement laminées, sur lesquelles s'appuye le trias sous forme de quartzites ou de dolomies, puis les couches du lias. Le tout plonge régulièrement vers le Sud-Est.

L'anticlinal du Chétif suit la règle générale, il est déjeté vers le Nord-Ouest. La continuation vers le Sud-Ouest se fait par les Pyramides Calcaires, qui, au cœur d'un anticlinal de dolomies, montrent les schistes verts satinés que nous avons étudiés précédemment. L'anticlinal est ici déjà fortement comprimé ; sa structure est nettement isoclinale. Le même anticlinal passe au Col de la Seigne et vient former plus loin la pointe de Mya, au delà de laquelle nous ne l'avons pas poursuivi.

Examinons maintenant le prolongement du synclinal vers le Nord-Est.

L'anticlinal de la Saxe finit en aval de Pra-Sec, quant au synclinal de Courmayeur il se continue dans la vallée de la Doire. Sur la rive droite de la rivière,

les terrains sédimentaires sont enlevés par l'érosion ; sur la rive gauche, par contre, ils se retrouvent jusqu'au Val Ferret, directement en contact avec les schistes lustrés qui forment le soubassement du Grand Golliaz. Le synclinal de Courmayeur passe ensuite au Col de Grépillon et occupe d'une manière continue le Val Ferret suisse jusqu'à Sembrancher. A partir de ce moment, la stratigraphie des couches sédimentaires est plus confuse et il paraît certain que le synclinal se complique d'étirements locaux, peut-être aussi de replis secondaires. Une coupe faite de la Maya au ravin des Fonds et de là continuée parallèlement au Grépillon par la Tête Ferret et la Peulaz donne la succession suivante :

1° Porphyre.
2° Conglomérat de l'Amône (Infralias ?)
3° Schistes noirs (Infralias et Lias ?)
4° Dogger à Échinodermes.
5° Schistes calcaires bleuâtres.
6° Quartzites caverneux (Trias).
7° Schistes noirs non calcaires semblables à 3.
8° Schistes calcaires grisâtres.
9° Schistes très fissiles, siliceux, formant des grandes dalles miroitantes.
10° Schistes noirs argileux non calcaires.
11° Schistes noirâtres calcaires.
12° Schistes argileux d'apparence plus ou moins lustrés.
13° Quartzites triasiques.
14° Schistes noirs.
15° Dolomie.
16° Schistes lustrés caractéristiques.

A partir du Col Ferret, la limite du synclinal avec les schistes lustrés est jalonnée par le trias. Une coupe faite dans la grande dalle calcaire de l'Amône montre la succession suivante :

1° Porphyre.
2° Conglomérat.
3° Schistes noirs (très réduits).
4° Brèche à Échinodermes.
5° Calcaires sableux bleuâtres.

Entre Branches et Ville d'Issert, le lias du flanc renversé du synclinal manque

sur la rive droite de la Dranse, où l'on voit alors immédiatement les schistes lustrés. En revanche il forme les plaquages sédimentaires que l'on voit au Châtelet sous les abrupts de porphyre. On retrouve là une série comparable à celle de l'Amône et on peut relever la coupe suivante :

1° Porphyre.

2° Schistes noirs (très épais).

3° Calcaires bleuâtres (Dogger ?)

4° Schistes satinés.

M. Græff cite entre 1 et 2 un banc de quartzites blancs que nous n'avons pas vu, mais qui indique un retour du trias supprimé par étirement sous le flanc normal du synclinal. Le même trias réapparaît au flanc renversé près de Ville d'Issert, un peu au-dessus de la rivière.

A partir de Som le Proz jusqu'à Sembrancher, la Dranse jalonne à peu près la limite du synclinal et des schistes lustrés. Le trias manque de nouveau, ou est caché sous les alluvions.

Les coupes du synclinal faites au Catogne montrent sur les porphyres des quartzites et des calcaires dolomitiques, suivis de quartzites liasiques ou infraliasiques, puis de schistes noirs et enfin des calcaires bleuâtres.

Les coupes détaillées du Catogne données par M. Græff montrent d'assez grandes variations dans la succession des assises provenant sans doute d'étirements locaux. Les mêmes coupes montrent l'existence sporadique d'une brèche de friction entre les porphyres et le trias.

Le synclinal de Courmayeur se retrouve de l'autre côté de la vallée de la Dranse, à partir de Sembrancher. Il forme la Montagne de Vence. M. Schardt en donne la coupe suivante :

1° Trias.

2° Infralias.

3° Lias inférieur et supérieur.

4° Dogger.

5° Malm.

Ce dernier terrain entre en contact avec les schistes lustrés. Le synclinal est ici fortement déjeté vers le Nord Ouest. Il paraît donc y avoir ici développement du trias au flanc normal et étirement au flanc renversé, disposition qui paraît prédominer depuis Orsières, tandis qu'au-dessus de cette localité, l'inverse avait gé-

néralement lieu. Il faut cependant ajouter que Gerlach figure sur la carte plusieurs affleurements triasiques au contact des schistes lustrés et du jurassique de la Montagne de Vence ; le dernier de ces affleurements se rencontre non loin de Saxon.

C'est d'ailleurs près de cette dernière localité que finit le synclinal de Courmayeur. Il traversait sans doute en écharpe la Vallée du Rhône sous les alluvions de laquelle il doit se trouver.

Peut-être même peut-on le poursuivre sur la rive droite du Rhône par Conthey et Chandolin. C'est du moins ce que suggère l'examen de la carte géologique de la Suisse.

§ 5. *Les plis de la région Sud-Ouest du Mont-Blanc.*

La pointe Sud-Ouest de l'amygdale cristalline s'enfonce rapidement sous les terrains sédimentaires.

Mais cette pointe près de son extrémité se ramifie, elle se digite, et les schistes cristallins de l'extrémité Sud-Ouest du Mont-Blanc donnent naissance à une série d'anticlinaux, séparés par des synclinaux de formations houillères ou de terrains mésozoïques. La succession des plis dans cette région intéressante a été établie d'une façon tout à fait démonstrative par M. E. Ritter[1] qui a montré que l'extrémité Sud-Ouest du Mont-Blanc forme une zone très comprimée dans laquelle le cristallin se plisse plusieurs fois en isoclinaux avec les terrains sédimentaires. Ces plis sont tous déjetés vers le Nord-Ouest, parfois même presque couchés ; souvent ils se compliquent d'étirements partiels.

Les anticlinaux cristallins cessent plus ou moins rapidement comme tels ; mais ils se continuent d'habitude plus au Sud dans les terrains sédimentaires, principalement dans le lias calcaire et plusieurs d'entre eux peuvent être suivis sur une grande distance.

Indépendamment des plis dont il vient d'être question, il en existe d'autres, qui n'affectent exclusivement que la couverture sédimentaire. Celle-ci s'est pour ainsi dire ridée sur son soubassement cristallin, resté ici complètement indifférent, tandis qu'ailleurs il participait intégralement au plissement des assises sédimentaires.

[1] E. Ritter, loc. cit. N° 70.

Ces plis, particulièrement resserrés, sont l'indice d'une compression intense. Ils sont disposés selon deux groupes, celui du Col du Bonhomme et celui du Col des Fours, séparés eux-mêmes par une région où les couches sédimentaires recouvrent d'une façon absolument normale et tranquille les couches cristallines sous-jacentes que l'on voit à travers des profondes crevures d'érosion.

Nous allons tout d'abord examiner les plis anticlinaux cristallins qui se succèdent du Nord-Ouest au Sud-Est ainsi que les synclinaux qui les séparent ; puis nous parlerons ensuite des plis qui n'affectent que la couverture sédimentaire.

Les anticlinaux cristallins qui terminent le Mont-Blanc sont au nombre de six : à savoir :

I. L'anticlinal des Granges.
II. L'anticlinal de l'Aiguille de Roselette.
III. L'anticlinal de la Barme.
IV. L'anticlinal de Plan Jovet.
V. L'anticlinal du Vallon de la Sauce.
VI. L'anticlinal de l'Aiguille des Glaciers.

A ces anticlinaux, il faudrait ajouter l'anticlinal limite du Chétif-Pyramides Calcaires, Pointe de Mya.

Les synclinaux houillers ou mésozoïques qui séparent les anticlinaux précédents sont à partir du synclinal de Chamonix et de sa prolongation :

I. Synclinal de la Combe-Noire entre les anticlinaux I et II.
II. Synclinal de Nant-Borrand.
III. Synclinal des Bancs.
IV. Synclinal du Mont-Jovet.
V. Synclinal de Trélatête.
VI. Synclinal de Courmayeur entre l'anticlinal VI et l'anticlinal limite.

L'anticlinal le plus externe est donc celui des Granges I[1]. Il naît pour ainsi dire au milieu du synclinal de Chamonix et se distingue à partir de Notre Dame de la Gorge comme une traînée de schistes cristallins parallèle à l'Aiguille de Roselette, puis il disparaît rapidement sous le flanc de cette montagne. Il réapparaît plus au Sud au milieu du Lias, orienté toujours parallèlement à l'Aiguille de Roselette, au Nord des Chalets de la Gitte dessus : puis il finit près de la Gitte d'en bas. A

[1] Pour comprendre la succession de ces plis, le lecteur fera bien de consulter la carte au $\frac{1}{80000}$ contenue dans l'ouvrage de M. E. Ritter.

cet endroit, il est très couché comme d'ailleurs l'anticlinal de Roselette lui-même. Au Nord de Notre-Dame de la Gorge, on perd toute trace du prolongement de cet anticlinal dans le flanc cristallin Sud-Ouest du Mont-Blanc.

Le synclinal étroit de la Combe Noire sépare l'anticlinal précédent de celui de Roselette.

Le trias s'y trouve au flanc normal tandis qu'il est étiré au flanc renversé.

Le synclinal se fait principalelement dans le lias calcaire. Il commence sur la rive gauche de la Vallée du Bon Nant et ne se poursuit pas vers le Nord. Il est fortement couché sous les flancs de l'Aiguille de Roselette, puis se redresse plus au Sud et se réunit au synclinal de Chamonix à partir du moment où il disparaît sous les éboulis de la Grande Pierrière.

L'anticlinal de Roselette (II) fait suite à ce synclinal. C'est l'un des plus importants de ceux qui terminent le Mont-Blanc au Sud-Ouest.

Il se distingue à partir de Notre Dame de la Gorge, sur la rive gauche du Bon Nant. La direction est d'abord Nord-Est-Sud-Ouest. puis il s'incurve à l'endroit où la largeur de la bande cristalline diminue et court au Nord-Sud. Jusqu'au point coté 2563 le cristallin forme la ligne de faîte, à partir de là il occupe le flanc Nord-Ouest de la Montagne et y dessine une bande réduite mais assez continue, qui disparaît au Sud de la Gitte dans le flanc des Rochers Merles. M. Ritter a poursuivi cet anticlinal jusqu'au vallon de Roselend. La continuation se fait dans le lias calcaire. L'anticlinal de Roselette est constamment déjeté vers le Nord-Ouest ; vers le Sud il se couche même complètement.

Au delà de Notre-Dame de la Gorge, on en trouve de nouveau plus de traces dans le soubassement du Mont-Blanc. *Le synclinal du Nand-Borrand* (II) sépare l'anticlinal précédent de celui plus oriental de la Barme. Il est important et largement développé. Il débute dans le vallon de la Jat où il est encore très étroit, et se fait là dans les calcaires dolomitiques et les cargneules avec développement local du gypse. Il traverse la vallée du Nant-Borrand, s'élargit et s'ouvre. Le centre est alors occupé par le lias schisteux. Au flanc normal, le trias est partiellement étiré. Vers le Sud, ce synclinal se continue exclusivement dans le lias schisteux, puis il se rétrécit et forme une bande étroite qui va Rocher Merles et Rocher du Vent. Au Nord du Vallon de la Jat toute trace de ce synclinal disparaît.

L'anticlinal de la Barme (III) succède au synclinal de Nant-Borrand.

Il est étroit, et forme un éperon cristallin très court qui se détache du Mont-

Jovet et qui s'enfonce rapidement sous le Lias calcaire. M. E. Ritter a montré que cet anticlinal se continue fort loin vers le Sud; c'est d'après lui, l'anticlinal de la Barme qui sépare d'une façon continue les deux synclinaux de Courmayeur et de Chamonix, en donnant naissance à l'anticlinal de Petit-Cœur.

Un synclinal de Lias schisteux, celui des Bancs (III) sépare l'anticlinal de la Barme de celui de Plan Jovet. Il se rétrécit vers le Sud et forme la chaîne des Bancs.

L'anticlinal de Plan Jovet (IV) se détache des pâturages du Mont-Jovet et s'enfonce rapidement en coin dans le Lias calcaire du Mont Roselette. Il réapparaît sur le flanc de la Chaîne des Bancs et se continue au delà en une bande de Lias calcaire, parallèle à celle de l'anticlinal de la Barme, mais située plus haut sur le flanc de Rocher du Vent. C'est entre cet anticlinal et le synclinal qui suit que s'intercalent les plis serrés de la Montée du Col du Bonhomme.

Le synclinal qui fait suite à l'anticlinal de Plan Jovet est celui de *Mont-Jovet* (IV).

C'est l'un des plus importants et l'un des rares que l'on peut suivre un peu loin vers le Nord-Est dans le Massif. Il s'amorce dans le houiller et l'on en trouve les premiers vestiges sur les deux rives du glacier de la Frasse. De la, on peut le suivre sans interruptions jusqu'à l'extrémité de l'arête du Mont-Jovet; il est coupé seulement par un premier couloir neigeux, puis par le glacier de Trélatête sur les deux rives duquel on peut cependant l'observer fort bien. D'abord formé par une étroite bande houillère, il s'élargit un peu vers le Sud et le trias s'y plisse bientôt avec le houiller ; celui-ci disparaît même au Nord du Jovet, et le pli se fait exclusivement dans les quartzites et les cargneules, puis bientôt dans ces dernières seulement.

Dans le voisinage du Lac Jovet, l'érosion a attaqué le Massif au-dessous de la charnière du synclinal qui disparaît; mais plus au Sud, on en trouve le prolongement sous forme d'une très mince bande carbonifère qui affleure parmi les schistes cristallins.

L'anticlinal du Vallon du Sauce (V) succède au synclinal précédent. Il est large et court, et s'étend du Col du Bonhomme à celui des Fours. Il plonge très rapidement sous les terrains sédimentaires; qui ici, forment une couverture absolument régulière, dont l'allure tranquille contraste singulièrement avec les plis serrés que cette même couverture présente à la montée du Col du Bonhomme.

Cette couverture est simplement coupée par une série de failles d'affaissement

dont on compte trois principales, failles que l'on voit admirablement à la montée du Col du Bonhomme, et qui amènent en contact anormal le trias avec les schistes du lias.

A la suite de l'*anticlinal du Vallon de la Sauce vient le synclinal de Trélatête* (V).

Celui-ci, de même que le synclinal de Plan Jovet, s'amorce dans le houiller. On en voit les premières traces dans le voisinage de l'Aiguille de Béranger, puis au coude du Glacier de Trélatête, ce synclinal passe par le Col du Mont-Tondu, puis se retrouve sur le flanc Sud-Est de la montagne de ce nom. On en perd toute trace en contre bas du Col de l'Enclave.

Le dernier anticlinal cristallin (VI) *est celui de l'Aiguille des Glaciers*, et de la Pointe de Lancette.

Il entre directement en contact avec les dalles de Lias calcaire du synclinal de Courmayeur.

Cet anticlinal paraît se compliquer plus au Nord-Est d'un synclinal secondaire qui serait représenté par le houiller des Aiguilles Grises qui forme évidemment une nouvelle bande au Sud-Est du houiller du synclinal de Trélatête.

Nous avons déjà dit qu'indépendamment des anticlinaux cristallins dont il vient d'être question, il en existe d'autres qui n'affectent que la couverture sédimentaire. M. E. Ritter a montré qu'ils forment deux groupes, celui du Col du Bonhomme et celui du Col des Fours, séparés par une région intermédiaire où la couverture sédimentaire n'est point plissée mais présente seulement des failles transversales d'affaissement.

Les plis du Col Bonhomme sont au nombre de cinq. On peut les voir à la montée de Plan Jovet au Col et les suivre en partie à la descente du Col sur le Vallon de la Sauce. Ces plis s'intercalent entre le jambage normal du synclinal du Mont-Jovet et l'anticlinal de Plan Jovet.

Les deux premiers anticlinaux se font dans le lias calcaire et sont séparés par des synclinaux de lias schisteux. Ils s'observent à la montée de Plan des Dames. Ils forment depuis le Col les écailles calcaires plaquées contre le rocher des Bancs. Dans le Vallon de la Sauce le premier se confond sur le flanc de Rocher Merles avec l'anticlinal de Plan Jovet, le second se perd dans le soubassement de Rocher Merles. Le troisième anticlinal se fait dans des grès accompagnés de brèches. Il traverse le Col au point le plus bas, descend dans le Vallon de la Sauce le long du ravin du torrent, et s'enfonce au-delà de la plaine d'alluvion du dit vallon dans le soubassement de Rocher Merles.

Les deux derniers anticlinaux se font dans le trias, dont les différents termes sont fortement amincis.

Le premier descend dans le vallon de la Sauce et s'enfonce également dans le soubassement de Rocher-Merles. Le second cesse déjà avant d'arriver au Col.

Quant aux plis situés entre le Nouveau Signal et le Col des Fours, ils sont au nombre de trois, le dernier touche au synclinal de Courmayeur. Le premier anticlinal chevauche sur le lias inférieur reposant normalement sur le cristallin, son jambage renversé est étiré par laminage. Il est séparé du second anticlinal par un synclinal de lias schisteux. Le second anticlinal lui-même a son centre formé par les calcaires dolomitiques, tandis que les jambages sont formés par les grès de l'infralias. Le synclinal suivant est formé par le repliement de l'infralias sur lui-même, et le troisième anticlinal est formé par les calcaires dolomitiques. Viennent ensuite les grès singuliers et toute la série supérieure qui forme le synclinal de Courmayeur.

La région Sud-Ouest du Mont-Blanc est donc bien une zone de plissements énergiques ; cette disposition contraste singulièrement avec celle en apparence très simple que présente le massif plus au Nord. Bien que, comme nous l'avons vu, la plupart des plis que nous venons d'étudier ne peuvent être poursuivis bien loin dans le massif, il n'est pas téméraire de supposer qu'originellement il n'en était pas ainsi et que : ou bien la couverture sédimentaire du massif dans son ensemble, présentait des plis nombreux, auxquels participaient peut-être localement les roches cristallines ; ou bien des plis qui n'affectaient, comme au Col du Bonhomme que cette couverture sédimentaire seule.

La continuité des synclinaux houillers de Plan Jovet et de Trélatête, synclinaux qui au Sud-Ouest s'achèvent dans les formations mésozoïques, semblerait indiquer que la première de ces suppositions n'est point gratuite, peut-être faut-il considérer certaines variétés détritiques des schistes cristallins rencontrées dans les parties élevées du massif, comme un argument en faveur du prolongement plus lointain encore de ces synclinaux.

Le Mont-Blanc dans son ensemble aurait donc été formé d'une série d'anticlinaux et de synclinaux de structure isoclinale, régulièrement déjetés vers le Nord-Ouest et les roches cristallines auraient participé à la formation de ces plis, ce qui n'exclut nullement la possibilité d'un ridement absolument indépendant de la couverture sédimentaire, ridement qui est probable sinon certain.

La disposition actuelle du massif dans les parties plus centrales viendrait du fait que l'érosion l'a ici décapé bien au-dessous de la charnière synclinale des plis, de façon à faire disparaître toute trace de terrains plus jeunes dans le manteau cristallin, qui enveloppe le noyau granitique central. Quant à la conservation de ces mêmes plis dans la région Sud-Ouest, elle serait simplement le résultat du rapide abaissement du Massif vers cette extrémité. Le Mont-Blanc est donc un peu différend de ses congénères le Pelvoux et les Grandes-Rousses, dans lesquels les terrains sédimentaires existent encore en partie, plissés dans les régions centrales.

L'action exercée par l'ancien massif plissé aux temps calédoniens et hercyniens sur l'orientation et la forme des plis alpins, ne paraît pas négligeable. C'est sans doute à elle que l'on doit l'allure si spéciale des synclinaux de Chamonix et de Courmayeur, qui semblent dans certaines parties s'être moulés sur un massif déjà existant.

C'est peut-être aussi à cette même action qu'il faut attribuer le changement de direction de certains plis de l'extrémité Sud-Ouest.

Il semblerait que là, les couches cristallines ont participé complètement au mouvement alpin, tandis que plus au Nord, l'énorme masse des terrains cristallins et éruptifs a résisté plus complètement au nouveau plissement survenu et celui-ci a sans doute ici affecté bien plus la couverture sédimentaire, que le soubassement cristallin.

Cette résistance au plissement alpin, faite par le gros du massif nous paraît également être l'origine de la structure locale en éventail. Le lias du synclinal de Courmayeur pincé entre les deux massifs cristallins du Mont-Chétif et du Mont-Blanc s'est simplement plissé entre ceux-ci, l'un des deux, celui du Mont-Blanc étant resté presque indifférent à la poussée. Sans doute on n'observe pas dans le Mont-Blanc de différence d'orientation entre les synclinaux houillers et les synclinaux mézozoïques, nous montrant par celà clairement une orientation différente des plis hercyniens et des plis alpins, mais il faut remarquer que le houiller et les terrains mézozoïques manquent dans les régions centrales du massif et que c'est probablement là seulement que cette différence d'orientation, si elle existait, aurait pu être parfaitement constatée; enfin que d'autre part dans l'extrémité Sud-Ouest, la compression a été trop énergique pour permettre de distinguer ce qui revient aux divers plissements successifs.

§ 7. *Résumé général de la tectonique.*

Nous allons maintenant résumer en quelques mots la tectonique et l'évolution orogénique du Mont-Blanc.

Le premier plissement de la région qui nous occupe remonte au ridement calédonien. C'est de cette époque que date la pénétration de la protogine dans le ridement, avec résorption partielle de la couverture cristalline, principalement dans les lignes anticlinales et modification de la roche de profondeur par endomorphisme.

Le Massif forme déjà à cette époque une série d'anticlinaux et de synclinaux dont nous pouvons soupçonner aujourd'hui l'existence par l'alternance des variétés granitiques avec les types gneissiques et pegmatoïdes de la Protogine, ainsi que par la présence de bancs schisteux et métamorphiques intercalés dans celle-ci. C'est à cette période que remontent les phénomènes d'injection exercés dans la couverture cristalline au moyen des innombrables apophyses granulitiques.

Pendant l'époque houillère, le Massif du Mont-Blanc est en partie émergé et dénudé. Les matériaux produits par cette dénudation s'accumulent dans les cuvettes lacustres pour former les sédiments du carbonifère. Puis survient le ridement hercynien, qui plisse ces sédiments avec les schistes cristallins. Ce ridement est probablement accompagné d'une venue éruptive représentée peut-être par les quartzporphyres du Val Ferret.

Pendant l'époque du trias et du lias inférieur, une partie du massif reste sans doute émergée et fournit les éléments détritiques des quartzites, des grès singuliers, puis du poudingue de l'Amône.

Puis le Massif s'enfonce et les formations sédimentaires se succèdent sans doute sans grand accident. Survient alors le ridement alpin qui émerge définitivement le Massif. Sous l'influence de l'énorme compression développée, les couches sédimentaires se plissent d'une façon énergique avec les roches cristallines et carbonifères, ou bien encore d'une façon tout à fait indépendante, pour former une série de plis isoclinaux très serrés et régulièrement déjetés vers le Nord. Tout le Massif du Mont-Blanc forme une zone de plissements intenses, et vu l'effet de la compression les roches éruptives et cristallines subissent des déformations et des écrasements manifestes. Le granit acquiert une disposition grossièrement litée en forme dite de gerbe (ce qui a souvent induit en erreur sur la structure en éventail) ; il s'écrase

localement, se lamine et c'est de cette époque que datent la majorité, mais non la totalité des phénomènes dynamométamorphiques. A ce moment, le Mont-Blanc présente sa hauteur maxima, hauteur qui sans doute était fort au-dessus de celle actuelle. La dénudation l'attaque alors énergiquement, elle fait disparaître sur presque toute son étendue la couverture sédimentaire, puis aussi les schistes cristallins.

La mise à nu de la protogine, commencée déjà dans le houiller, s'accentue de plus en plus. Puis les grands glaciers quaternaires s'établissent et favorisent le transport et le déblaiement des matériaux détachés du relief par la dégradation atmosphérique. Celle-ci se continue, et, combinée à l'érosion aqueuse et à l'érosion glaciaire, elle amène l'état actuel.

Cette dénudation poursuivant lentement son œuvre, fera successivement disparaître jusqu'à la moindre trace des plis qui se voient encore dans le Mont-Blanc. Elle élargira la surface occupée par les affleurements du granit, dénudera de plus en plus les hautes régions du Massif, et finira sans doute par transformer celui-ci en un môle de granit compact et homogène.

NOTA

Nous avons levé la carte géologique du Mont-Blanc sur la carte topographique 1:50.000, éditée par M. Barbey. Notre minute à figuré à l'exposition du Congrès géologique international de St-Pétersbourg.

Cette minute existe en six exemplaires manuscrits qui seront déposés :

1° Au laboratoire de minéralogie de l'Université de Genève.

2° Au laboratoire de minéralogie de l'Université de Bucarest.

3° Au service de la carte géologique de la France.

4° Auprès du Comité du service de la carte géologique suisse.

5° Auprès du Comité du service de la carte géologique internationale de l'Europe.

6° A l'Académie roumaine à Bucarest.

Les frais considérables que nécessiterait l'impression de cette minute fait que nous en renvoyons la publication pour le moment. Nous aurions bien publié pour la clarté de l'exposition une carte à petite échelle; mais il n'en existe malheureusement pas qui comprenne l'ensemble du massif, et une carte à petite échelle n'ajouterait d'ailleurs pas grand'chose pour l'intelligence des faits.

ERRATA

Page 3, ligne 4, en descendant, *lire :* ce qu'il y a, *au lieu de :* ce qu'il a; *puis :* auxiliaire *pour :* auxillaire.

» 11, ligne 7, en remontant, *lire :* Pointe Ronde 2656 *pour :* 2856.

» 13, ligne 11 en descendant, *lire :* aboutissent *pour :* aboutissant.

» 33, ligne 7 en remontant, *lire :* Anorthose *pour :* Arnorthose.

» 34, ligne 3 en descendant, *lire :* idiomorphe *et pas :* idismorphe; puis, même page, *lire :* $(\bar{1}01) = a^1$ *et pas* : $(\bar{1}00) = a^1$ et, à la ligne 11 en remontant, *lire :* bissectrice, *et pas :* bisectrice.

» 44, ligne 8 en remontant, *lire :* disséminés *au lieu de :* disséminé.

» 46, ligne 7 en remontant, *lire :* toute *au lieu de* : toutes.

» 47, § 3, *lire :* Discussion *et pas :* discussions.

» 47, ligne 17 en descendant, *lire :* qui *pour* : qu., puis ligne 19, *lire :* a été étudiée *pour :* ont étudiées.

» 50, ligne 8, première colonne, *lire :* H_2O, *pour :* H_3O.

» 52, ligne 11 en descendant, *lire :* SiO_2 *pour :* S_1O_2.

» 58, ligne 4 en descendant, *lire :* Bissectrice *pour :* Bisectrice ; ligne 7, *lire :* maclées *pour :* maclé.

» 68, ligne 12 en remontant, *lire :* répondent *au lieu de :* répond.

» 69, ligne 1 en descendant, *lire :* $Si\ O_2$ *pour :* $Si\ O_3$; pour l'analyse N° 315 le total est 98,70 et pas 98,60.

» 74, ligne 6 en remontant, *lire :* mesurent, *au lieu de :* mesurant.

» 80, ligne 6 en descendant, *lire :* Oligoclase-Albite *pour :* Albite.

» 85, ligne 3 en remontant, *lire :* décrirons *pour :* décrivons.

» 94, ligne 6 en descendant, *lire :* il *pour :* elle.

» 96, ligne 12 en descendant, *lire :* failles *au lieu de :* tailles.

» 98, ligne 5, *lire :* liquides *pour :* liquide.

» 114, Analyse N° 478, *lire :* $Si\ O_2$ *pour :* $Si_2\ O$.

» 119, dernière ligne, *lire :* laquelle *pour :* lesquelles.

» 122, Analyse N° 7, *lire :* $Fe_2\ O_3$ *et pas :* $F_2e\ O_3$,

» 126, ligne 8 en montant, *lire :* arête *et pas :* arrete.

» 134, ligne 15, *lire :* bissectrice *pour :* bisectrice.

» 136, ligne 17 en descendant, *lire :* les *pour :* es.

» 141, ligne 8 en remontant, *lire :* cette, *au lieu de:* cet.
» 143, *lire* § 4 : Monographie des types étudiés ; puis ligne 4 en remontant, *lire :* bissectrice *pour :* bisectrice.
» 146, ligne 13, en descendant, *lire :* cette *pour :* cet.
» 152, ligne 7 en remontant, *lire :* fort *au lieu de :* ort.
» 168, ligne 1, *lire :* fort *pour :* forts; puis, dernière ligne : communiquent *pour :* communique.
» 175, ligne 12 en remontant, *lire :* constituent *au lieu de :* constitue.
» 191, ligne 4 en remontant, *lire :* éléments *pour :* élément.
» 192, ligne 7 en montant, *lire :* Cidaris *et pas :* Cédaris.
» 194, ligne 2 en descendant, *lire :* important *au lieu de :* importants.
» 198, ligne 4 en descendant, *lire :* interprétées *pour :* interprétés.
» 201, ligne 4 en montant, *lire :* rendent *et pas* ; rend.
» 214, ligne 11 en remontant, *lire :* Nant *et pas :* Nand ; ligne 4 *idem lire :* qui va par Rocher Merles.

A la page 59 et 60, l'entête des paragraphes 4 et 5, qui figurent au sommaire, ont été omis par inadvertance, dans le texte.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

Introduction 1
Liste bibliographique 4
Division du travail 8

PREMIÈRE PARTIE

TOPOGRAPHIE

CHAPITRE I. Topographie du massif du Mont-Blanc 9
§ 1. Position du Mont-Blanc dans les chaînes alpines. — § 2. Formes des sommets et des cols. — § 3. Coupures transversales et glaciers.

DEUXIÈME PARTIE

LES ROCHES ÉRUPTIVES DU MASSIF DU MONT-BLANC

CHAPITRE II. La protogine 15
§ 1. Extension et contacts de la protogine. — § 2. Opinions des divers géologues sur la protogine. — § 3. Principaux types macroscopiques. — § 4. Forme des contacts. — § 5. Répartition des divers types dans l'intérieur du massif.

CHAPITRE III. Caractères pétrographiques de la protogine 26
§ 1. Minéraux constituants de la protogine. — § 2. Structure microscopique de la protogine. — § 3. Phénomènes dynamiques.

CHAPITRE IV. Description monographique des types étudiés 37

CHAPITRE V. Caractères chimiques de la protogine 47
§ 1. Méthodes analytiques suivies. — § 2. Analyses de la protogine. — § 3. Discussion des résultats. — § 4. Le contact de la protogine avec les schistes.

Pages

CHAPITRE VI. Les enclaves dans la protogine. 54

§ 1. Opinions des auteurs sur les enclaves. — § 2. Les enclaves fragmentaires. — § 3. Structure microscopique des enclaves fragmentaires. — § 4. Composition chimique des enclaves fragmentaires. — § 5. Caractères des enclaves fragmentaires.

CHAPITRE VII. Les bancs cristallins inclus dans la protogine 61

§ 1. Considérations générales. — § 2. Intercalations du col des Grands Montets. — § 3. Les inclusions schisteuses de la Noire. — § 4. Inclusions de la Tour-Ronde. — § 5. Intercalations schisteuses du col du Géant. — § 6. Inclusions dans l'aiguille du Tacul. — § 7. Inclusions dans l'aiguille du Moine. — § 8. Intercalation schisteuse dans l'aiguille d'Orny. — § 9. Résumé relatif aux bancs schisteux.

CHAPITRE VIII. Les granulites filoniennes 73

§ 1. Description générale et aspect. — § 2. Description pétrographique. — § 3. Monographie des types étudiés. — § 4. Composition chimique des granulites filoniennes. — § 5. Les pegmatites.

CHAPITRE IX. Les porphyres quartzifères du Val Ferret 84

§ 1. Généralités sur les porphyres, opinions des divers auteurs. — § 2. La montagne de la Breya. — § 3. L'arête du Châtelet. — § 4. Le vallon de Planereuse. — § 5. Du glacier de Treutz-Bouc, à la Seiloz. — § 6. Les Six Niers et la Mayaz. — § 7. L'arête du Grépillon. — § 8. Le Mont-Chétif et la montagne de la Saxe.

CHAPITRE X. Les porphyres quartzifères (suite) 92

§ 1. Minéraux constitutifs de la première consolidation. — § 2. Seconde consolidation et structure des porphyres. — § 3. Actions dynamiques.

CHAPITRE XI. Les porphyres quartzifères (suite) 97

§ 1. Monographie des types étudiés. — § 2. Composition chimique des porphyres quartzifères. — § 3. Résumé relatif aux porphyres. — § 4. Les orthophyres de la région sud-ouest du Mont-Blanc.

TROISIÈME PARTIE

LES ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES ACIDES ET BASIQUES DU MASSIF DU MONT-BLANC

CHAPITRE XII. Les schistes cristallins 112

§ 1 Généralités et opinions des divers auteurs. — § 2. Profils à travers les rochers de Mottets. — § 3. Profil par la vallée de Chamonix, Pierre Pointue, le Sommet, le Mont-Brouillard. — § 4. Profil du Col de Balme, aux Chalets des Grands et Vesvet. — § 5. Les schistes de la région de l'extrémité Sud-Ouest du Mont-Blanc, — § 6. Les schistes cristallins dans la région des porphyres du Val Ferret. — § 7. Résumé relatif aux schistes cristallins.

CHAPITRE XIII. Les roches amphiboliques du manteau cristallin. 138

§ 1. Généralités sur les amphibolites. — § 2. Description pétrographique. — § 3. Composition chimique. — § 4. Monographie des types étudiés.

CHAPITRE XIV. Les éclogites 150

§ 1. Description pétrographique. — § 2. Composition chimique. — § 3. Monographie des types étudiés. — § 4. Les serpentines.

QUATRIÈME PARTIE

Pages

LES PHÉNOMÈNES D'INJECTION ET DE MÉTAMORPHISME EXERCÉS PAR LA PROTOGINE

CHAPITRE XV. Les phénomènes d'injection et de métamorphisme exercés par la protogine . 157

§ 1. Résumé des faits observés. — § 2. Opinion de l'école dynamométamorphique. — — § 3. Insuffisance du dynamométamorphisme pour l'explication complète des faits. — § 4. Injection magmatique et son processus. — § 5. Injection téléfilonienne.

CINQUIÈME PARTIE

LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES DU MASSIF DU MONT-BLANC. 171

CHAPITRE XVI. Le Carbonifère. 172

§ 1. Généralités sur le carbonifère. — § 2. Les grès houillers. — § 3. Les schistes houillers. — § 4. Monographie des types étudiés. — § 5. Le Permien.

CHAPITRE XVII. Le Trias 177

§ 1. Généralités sur le trias. — § 2 Les quartzites. — § 3. Les dolomies et cargneules. — § 4. Le gypse et les schistes miroitants.

CHAPITRE XVIII. L'Infralias. 182

§ 1. Les conglomérats et les grès singuliers du Col du Bonhomme. — § 2. Monographie des types étudiés. — § 3. Le poudingue de la montagne de la Saxe. — § 4. Le poudingue de l'Ámône.

CHAPITRE XIX. Le Lias, le Jurassique et le Quaternaire 188

§ 1. Généralités sur le lias. — § 2. Schistes noirs du lias inférieur. — § 3. Schistes du lias supérieur. — § 4. Le dogger et le jurassique supérieur. — § 5. Le quaternaire.

SIXIÈME PARTIE

TECTONIQUE DU MASSIF DU MONT-BLANC

CHAPITRE XX. Tectonique. 194

§ 1. Existence de plusieurs ridements successifs. — § 2. Preuves d'un mouvement anté-houiller. — § 3. Age possible de ce ridement — § 4. Conséquences du ridement calédonien. — § 5. Le ridement hercynien.

CHAPITRE XXI. Tectonique (suite) 203

§ 1. Le massif du Mont-Blanc après le ridement hercynien. — § 2. Structure isoclinale. — § 3. Le synclinal de Chamonix. — § 4. Le synclinal de Courmayeur. — § 5. Les plis de la région Sud-Ouest du Mont-Blanc. — § 6. Résumé général de la tectonique.

Nota 221

Errata 223

EXPLICATION DE LA PLANCHE XVII

N° 658. Protogine granitoïde du Col du Châtelet, montrant la structure granitique : développement de la microperthite.

N° 414. Protogine granitoïde de l'Aiguille des Charmoz. Même structure avec feldspath zonaire.

N° 49. Protogine près du contact sous l'Aiguille des Charmoz. Développement du quartz grenu qui remplace ici les plages de quartz granitoïde des numéros précédents.

N° 518. Protogine du Rocher de Tourette. Roche très dynamo-métamorphique. Le quartz montre des extinctions fortement onduleuses, puis des brèches d'écrasement en couronnes.

N° 40. Protogine à Béryl de l'Aiguille des Charmoz. Béryl en grands cristaux, quelques sections basales sont rigoureusement hexagonales et moulées par du quartz. Beaucoup d'Epidote.

N° 31. Protogine erratique venant du Nord des rochers des Grands-Mulets. Allanite superbe, puis mica verdi corrodé. (La coupe est prise en lumière naturelle.)

Microphotographies faites au microscope et à la chambre noire de Fuess. Objectifs N° 0. Oculaire N° 3.

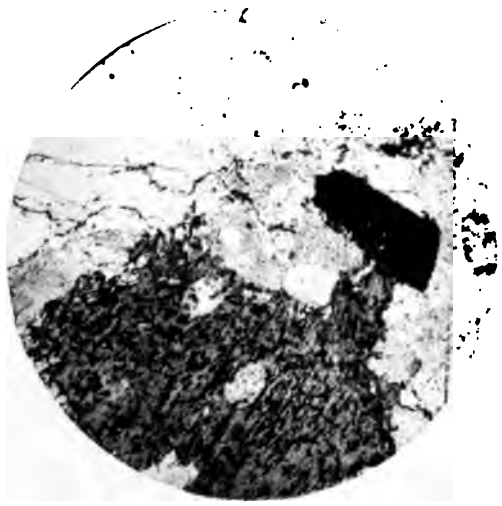
N° 658

N° 414

N° 49

N° 518

N° 40



N° 31

EXPLICATION DE LA PLANCHE XVIII

N° 49 *a*. Contact de la Protogine avec les schistes. Développement du quartz grenu dans la protogine du contact. La coupe montre un filon microscopique de quartz granulitique émanant de la protogine. ce filon pénètre latéralement dans le schiste.

N° 13. Enclave fragmentaire provenant d'un bloc erratique sur la Mer de glace. (Échantillon de la collection L. Duparc chez Voigt et Hochgesang.)

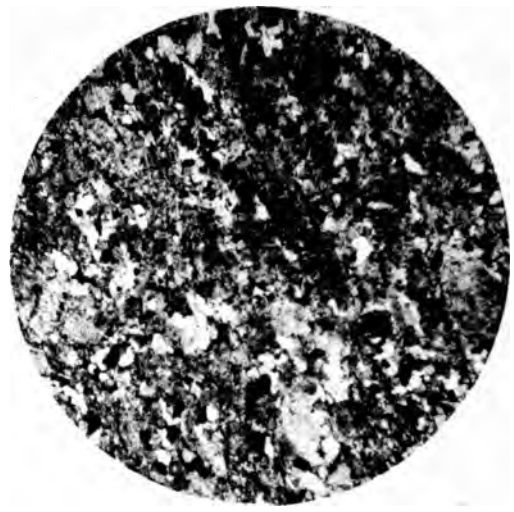
N° 8 *c*. Contact d'une enclave fragmentaire avec la protogine. (Bloc erratique déposé sur le Mont Gosse) On observe un cordon de larges lamelles de Mica qui jalonnent le contact.

N° 147. Enclave amphibolique dans l'Aiguille d'Orny. Facies cornéen avec quelques grains de quartz en voie de recristallisation.

N° 183 JV. Schiste en bancs inclus dans la protogine de la Noire.

N° 224 JV. Schiste en bancs inclus sur le versant nord de la Noire.

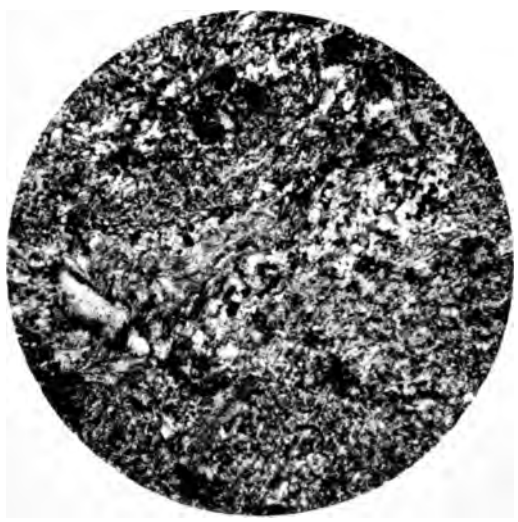
N° 49 *a*



N° 13

N° 8 *c*

N° 147



N° 183 JV

N° 224 JV

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIX

N° 177 JV. Banc schisteux inclus dans la protogine de la Tour-Ronde.

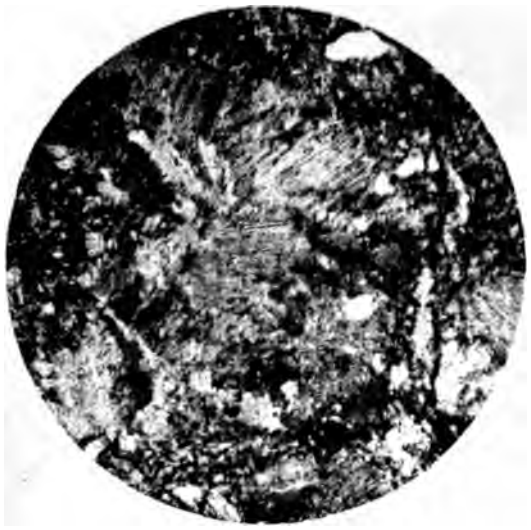
N° 16. Glandule feldspathique d'injection dans une enclave de la protogine. Col du Midi. (Collection L. Duparc chez Voigt et Hochgesang.)

N° 423. Granulite (Aplite) en filons dans la Protogine de l'Aiguille du Tacul montrant le développement du quartz granulitique.

N° 324. Granulite (Aplite) dans les schistes du Col du Géant.

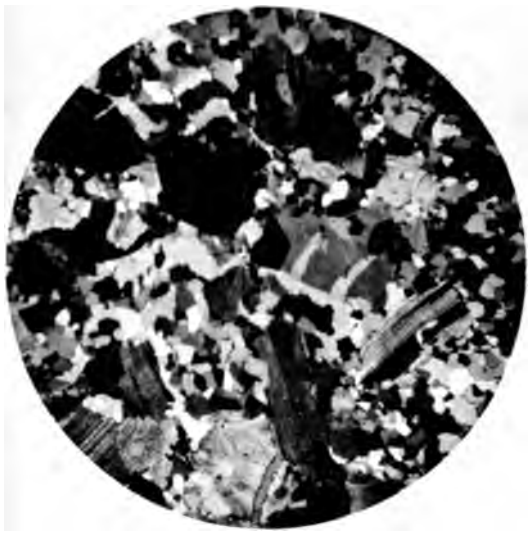
N° 434. Granulite (Aplite) à Tourmaline en filons dans les Micaschistes. Arête des Rognes.

N° 156. Pegmatite graphique en filons dans la Protogine. Combe d'Orny.

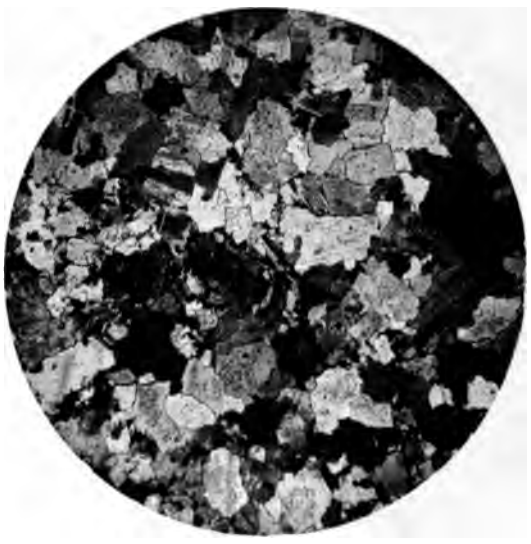


N° JV. 177

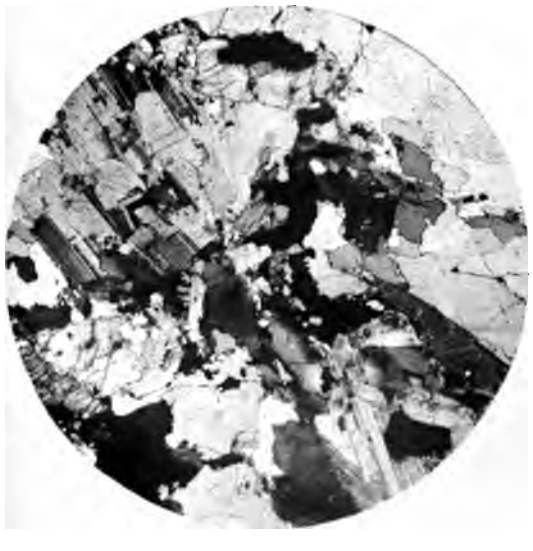
N° 16. Voigt et Hochgesang.



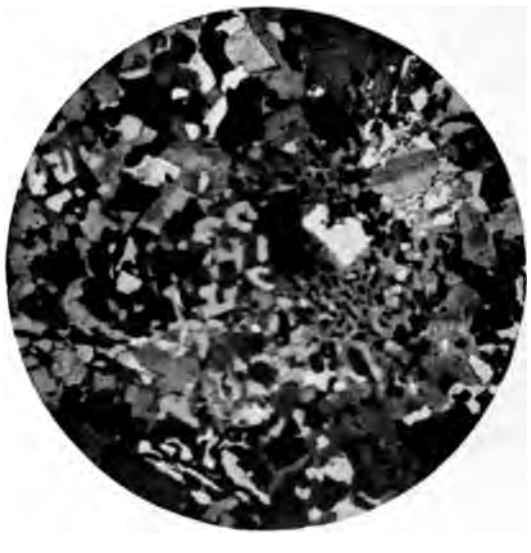
N° 423



N° 324



N° 434



N° 156

EXPLICATION DE LA PLANCHE XX

N° 698. Quartzporphyre près des chalets de Planereuse. Pâte microgranulitique avec première consolidation bien développée.

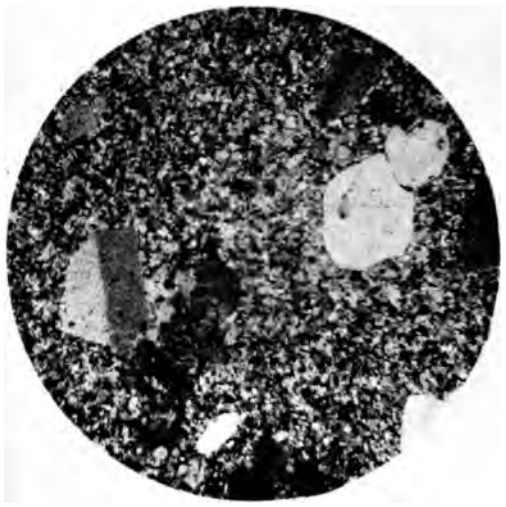
N° 507. Quartzporphyre. Éboulis sous les parois de l'Amône. Quartz corrodé dans la première consolidation.

N° 359. Quartzporphyre. Col des Grépillons. Microgranulite avec Microcline dans la première consolidation.

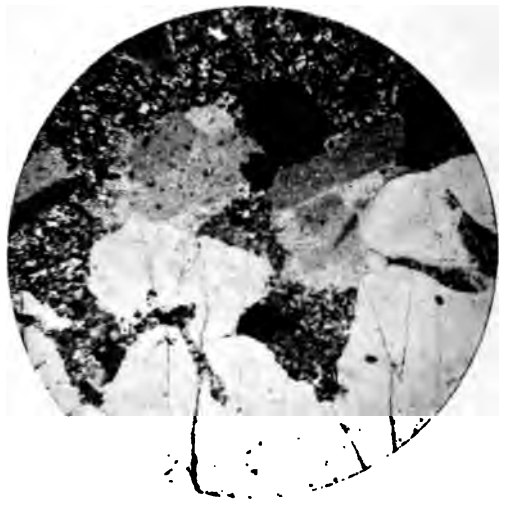
N° 196. Quartzporphyre Arête de la Breya. Microgranulite à pâte pro-parte globulaire.

N° 289 Quartzporphyre. Mont-Chétif Échantillon dynamométamorphique et laminé, avec Quartz étiré en lentilles.

N° 649. Quartzporphyre. Châtelet, près du contact (combe d'Orny). Échantillon laminé montrant le développement de la schistosité.

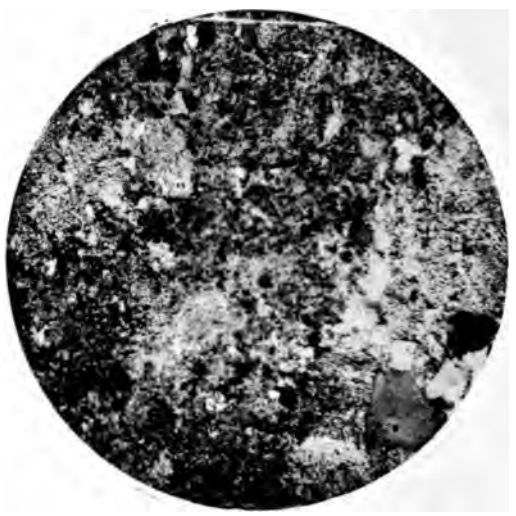


N° 698



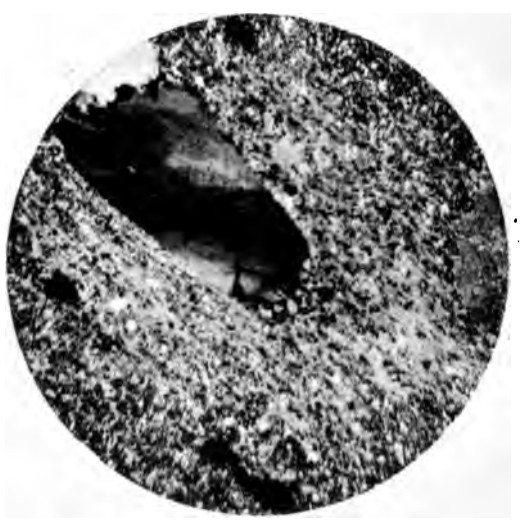
N° 507

N° 359



N° 196

N° 289



N° 649

EXPLICATION DE LA PLANCHE XX

N° 698. Quartzporphyre près des chalets de Planereuse. Pâte microgranulitique avec première consolidation bien développée.

N° 507. Quartzporphyre. Éboulis sous les parois de l'Amône. Quartz corrodé dans la première consolidation.

N° 359. Quartzporphyre. Col des Grépillons. Microgranulite avec Microcline dans la première consolidation.

N° 196. Quartzporphyre Arête de la Breya. Microgranulite à pâte pro-parte globulaire.

N° 289. Quartzporphyre. Mont-Chétif Échantillon dynamométamorphique et laminé, avec Quartz étiré en lentilles.

N° 649. Quartzporphyre. Châtelet, près du contact (combe d'Orny). Échantillon laminé montrant le développement de la schistosité.

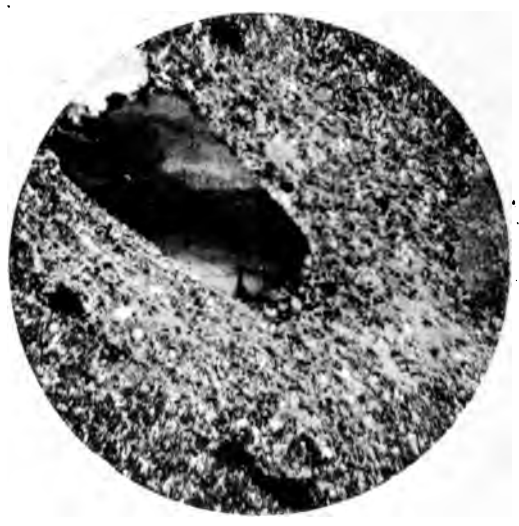
N° 698

N° 507

N° 359

N° 196

N° 289



N° 649

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXI

N° 537. Quartzporphyre provenant des éboulis sous les parois de l'Amône. Passage à la Micropegmatite.

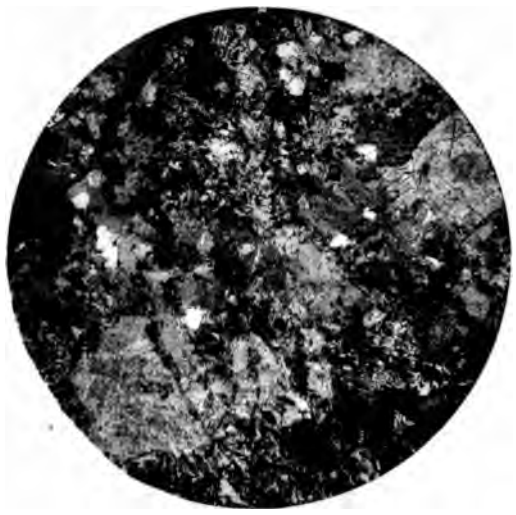
N° 621. Quartzporphyre. Arête de la Bréya. Microgranulite séricitisée avec pâte en partie globulaire.

N° 40 β. Leptynite, près du contact, à l'angle de la Mer de glace.

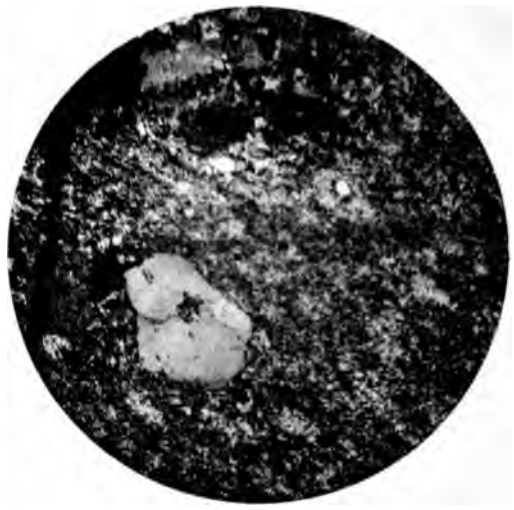
N° 138. Schiste granulitique près du contact. Vesvet.

N° 116. Schiste micacé granulitique, arête des Grands.

N° 58. Schiste chloriteux. Mauvais Pas.

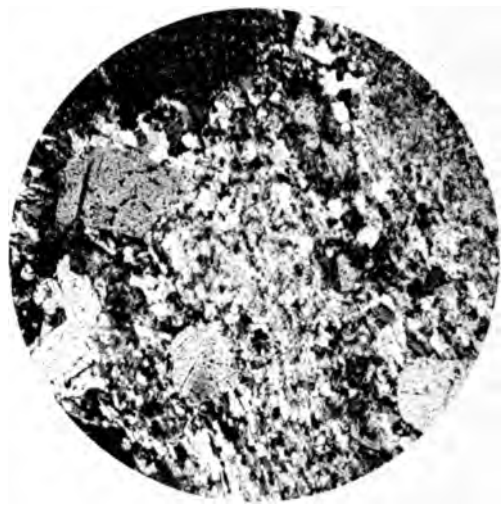


N° 537

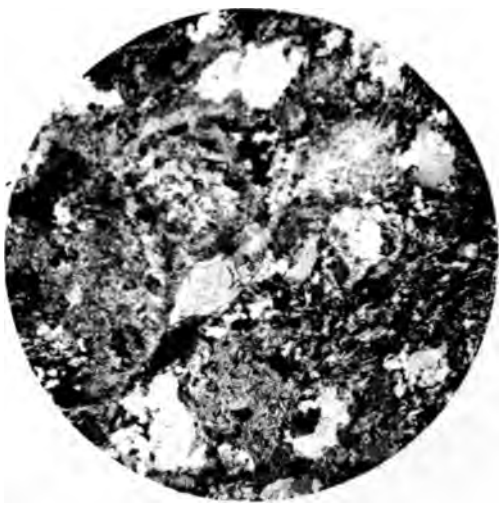


N° 621

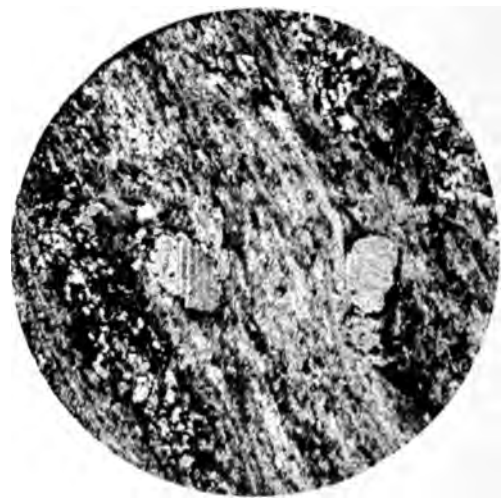
N° 40 β



N° 138



N° 116



N° 58

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXII

N° 231. Schiste micacé, près du Bon Nant.

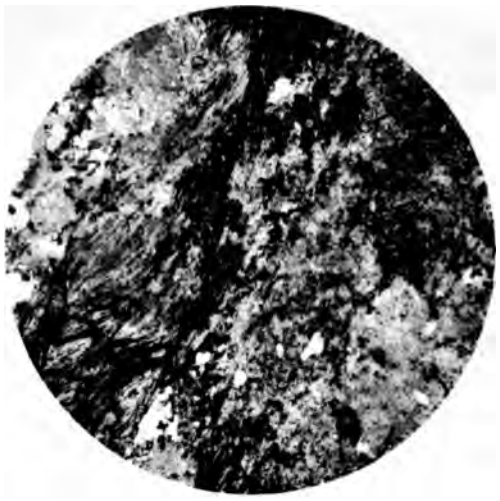
N° 501. Amphibolite feldspathique (Pseudoszenite). Glacier des Bossons. **Grands cristaux d'Orthose.** Amphibole Sphène.

N° 130. Granulite amphibolique, arête des Grands.

N° 514. Eclogite sous l'arête du Dragon.

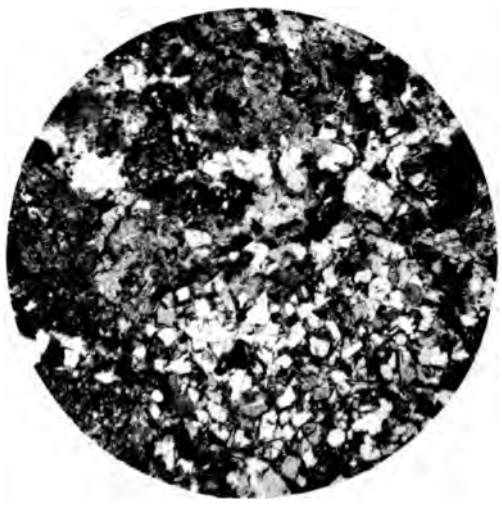
N° 515 a. Eclogite, arête des Grands. Echantillon photographié en lumière naturelle.

N° 515 b. La même en lumière polarisée.

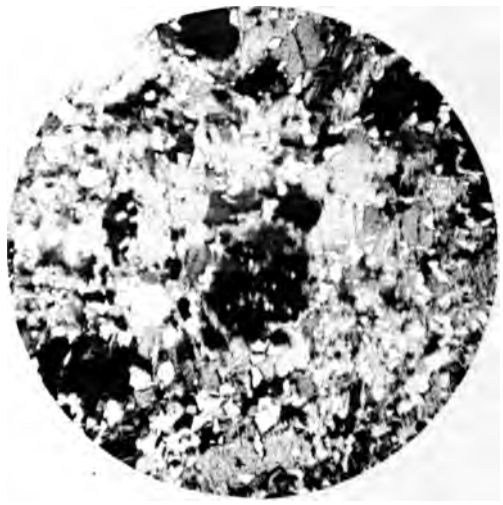


N° 231

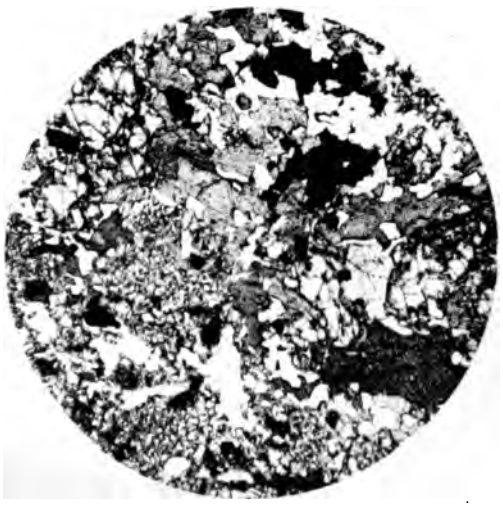
N° 501



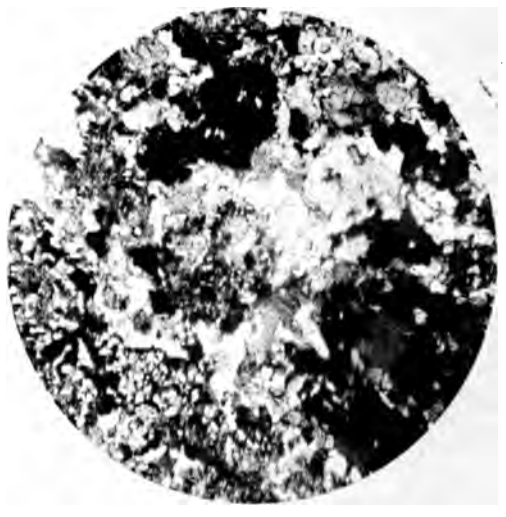
N° 130



N° 514



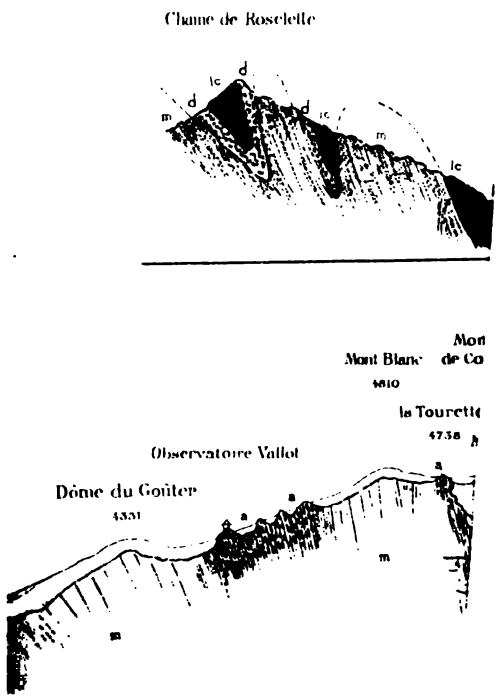
N° 515 a



N° 515 b

Profil N°. 2

NW_

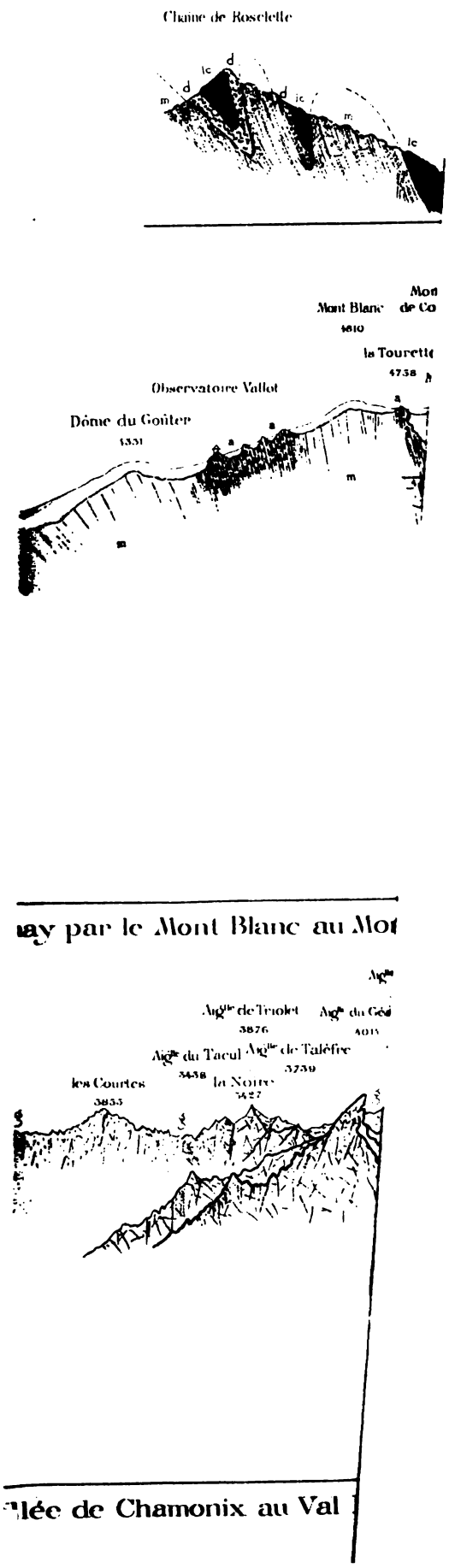


ay par le Mont Blanc au Mo

Vallée de Chamonix au Val

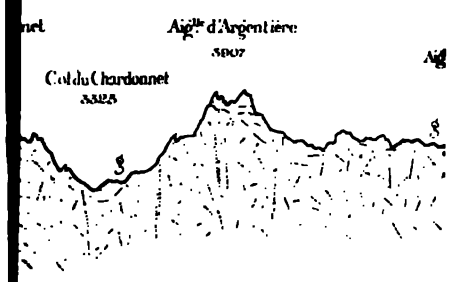
Profil N°. 2

NW_

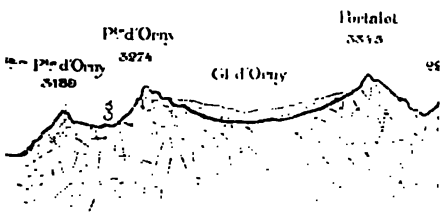


ay par le Mont Blanc au Mo

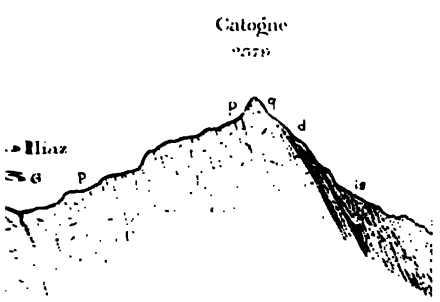
lée de Chamonix au Val



Coupe d'Argentière au co



Forclaz au Châtelet Val I



c

552 .D931 f C.1
Recherches geologiques et petr
Stanford University Libraries
3 6105 032 241 361

552
D93
f.

To avoid fine, this book should be returned on
or before the date last stamped below